

**Marcelo Andrioni**

***Influência de Forçantes Locais na Camada de  
Ekman Superficial do Talude Superior da Bacia  
de Santos***

Curitiba

2010

**Marcelo Andrioni**

***Influência de Forçantes Locais na Camada de Ekman Superficial do Talude Superior da Bacia de Santos***

Dissertação apresentada à Coordenação do Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental da Universidade Federal do Paraná como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Engenharia.

Orientador: Dr. José Eduardo Gonçalves

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

Curitiba

2010

Dissertação de Mestrado sob o título “*Influência de Forçantes Locais na Camada de Ekman Superficial do Talude Superior da Bacia de Santos*”, defendida por Marcelo Andrioni e aprovada em 13 de Agosto de 2010, em Curitiba, Estado do Paraná, pela banca examinadora constituída pelos doutores:

---

Dr. José Eduardo Gonçalves  
Orientador

---

Dr. Ivan Dias Soares  
Universidade Federal do Rio Grande

---

Dr. Jose Antonio Moreira Lima  
Centro de Pesquisas da PETROBRAS

---

Dr. Maurício Felga Gobbi  
Universidade Federal do Paraná

# *Agradecimentos*

Em primeiro lugar agradeço aos meu pais por tudo que fizeram e ainda fazem por mim. Também agradeço aos membros da banca e ao meu orientador Zédu, que tolerou as várias mudanças de rumo que ocorreram no decorrer dessa dissertação. Um agradecimento especial é dedicado ao Dr. Jose Antonio Moreira Lima, que me ofereceu a oportunidade de realizar um trabalho ao mesmo tempo interessante e importante no Centro de Pesquisas de PETROBRAS.

Agradeço também a todos os amigos. A galera da faculdade: Alex, Angelo, Cabral, Feijó, Furlan, Helder, Jonas, Nilo, Rafael, Reks, Otavio e Tomaz. O pessoal do SIMEPAR, onde entrei no mundo do linux e escoamentos geofísicos: Beneti (que também era um excelente chefe), Diogo, Emilio, Erasto, Leo, Lu e Marco. A galera do CENPES: Anderson, Angelo, André, Arleide, Daniel, Denis, Dudu, Eduardo, Eric, Gerônimo, Gilmara, Guerra, Guisela, Kelly, Leandro, Leo, Levy, Luis Manoel, o Mala, Marcelão, Paula, Renato, Vinicius e Wellington.

Pelo apoio financeiro agradeço ao SIMEPAR, onde esse trabalho começou (embora com um tema diferente...) e a PETROBRAS. Um obrigado especial ao R.U. que me alimentou durante vários anos cobrando apenas R\$ 1,30 por refeição.

Caso eu tenha esquecido de alguém, favor preencher o espaço abaixo.

Agradeço especialmente a \_\_\_\_\_, sem o(a) qual esse trabalho não poderia ter sido feito.

*“A verificação de erros no  
original impresso após todas as  
revisões é a prova definitiva da  
existência do demônio”*

***Goethe***

Sentences you will probably never  
read in a published paper:

"We were totally surprised it worked!"

"We just thought it'd be a neat thing to do."

"I'm only doing this to get tenure."

"Oops."

"Previous work by XXX et al. is actually pretty good!"

"To be honest, we came up with the hypothesis  
*after* doing the experiment."

"The results are just 'OK'."

"Future work will... ah, who are we kidding?  
We won't get more funding to do this."

## *Resumo*

Analizou-se a influência exercida pela passagem de Frentes Frias (FF) na circulação oceânica no Talude Superior da Bacia de Santos (BS). Essa região do litoral brasileiro tem elevada importância econômica devido às grandes reservas de gás natural e petróleo. Como a realização das atividades de exploração e produção (E&P) depende das condições meteoceanográficas (vento, onda, corrente, etc) – e qualquer interrupção pode acarretar custos de centenas de milhares de dólares por dia – é fundamental conhecer os eventos que possam afetar o escoamento na BS.

Sistemas Atmosféricos Frontais atingem a BS com intervalos de 7 a 15 dias aproximadamente. Os ventos dominantes de Leste e Nordeste, associados ao Anticiclone do Atlântico Sul, são substituídos por ventos do quadrante Sul gerados pelo Ciclone Extratropical ao qual a FF está associada. Trabalhos anteriores analisaram principalmente a influência na Plataforma Continental, cuja circulação é essencialmente barotrópica, dominada por correntes eólicas e de maré, regime distinto do encontrado no Talude.

Esse estudo utilizou dados medidos em uma bóia meteoceanográfica que ficou fundeada no talude da BS ( $24^{\circ} 23' 40,185''$  S,  $44^{\circ} 2' 40,199''$  W) por aproximadamente 8 meses (Junho/2008 a Fevereiro/2009) em uma lâmina da água de 580 metros, portanto sob influência direta da Corrente do Brasil (CB). A bóia estava equipada com estação meteorológica (temperatura do ar, pressão e vento) e um perfilador acústico de corrente (ADCP) capaz de medições a cada 2,5 m entre 6,25 e 53,75 metros de profundidade. Análises espectrais realizadas nas séries de pressão atmosférica e vento mostraram faixas de alta energia associadas aos Sistemas Frontais. Contudo, como o escoamento geostrófico da CB é muito mais intenso do que o gerado por ventos locais, nenhum pico significativo foi identificado no espectro de correntes.

Partindo-se da corrente total medida pelo ADCP, a identificação da parcela gerada pelo vento local só foi possível com a remoção da corrente de maré e aplicação de EOF (*Empirical Orthogonal Function*). A série foi dividida em 15 modos, sendo que o primeiro explicava 94% da variância total. Esse modo foi considerado como representativo da CB e a série de velocidade foi reconstituída usando os modos 2 a 15. Além das análises com dados medidos, também foram feitos experimentos numéricos utilizando o modelo hidrodinâmico ROMS (*Regional Ocean Modeling System*) forçado com ventos sinóticos da Reanálise do NCEP.

Quatro casos distintos de passagem de Frentes Frias foram selecionados: Junho, Setembro e Novembro de 2008 e Janeiro de 2009. Em todos os casos analisados, observou-se que a Frente Fria gera uma onda inercial com amplitude de até 20  $cm/s$ , que se estende da superfície até as primeiras dezenas de metros da coluna da água. Portanto, a passagem de um Sistema Atmosférico Frontal não é capaz de inverter o fluxo dominante da CB, mesmo em superfície. O principal efeito da FF foi introduzir uma componente meridional positiva capaz de alterar a direção da corrente superficial em  $10^\circ$  no sentido horário e reduzir sua intensidade em 15%.

Na série de corrente de deriva gerada pelo vento, foi detectada a ocorrência de Espirais de Ekman nos dados medidos e modelados. A maior correlação entre o vento e corrente ocorreu com uma defasagem temporal de 3 a 5 horas. A partir do vento com maior correlação, espirais teóricas foram calculadas utilizando a forma discretizada da solução de Ekman. Os resultados foram consistentes, com as espirais calculadas a partir de dados medidos e simulados sendo sempre mais rasas, com maiores velocidades e giro mais intenso do que as espirais teóricas. A profundidade média das espirais medidas e modeladas ficou entre 20 e 30 metros, com velocidades de até 15  $cm/s$ . O ângulo médio entre o vento e a corrente superficial foi consideravelmente menor do que os  $45^\circ$  teóricos, sendo próximo de  $10^\circ$ . A menor espessura das espirais medidas e modeladas deve-se à estratificação, que dificulta a transferência de quantidade de movimento na vertical.

Partindo do cisalhamento vertical de correntes, obtiveram-se perfis de viscosidade turbulenta vertical  $A_V$ . Nos dados modelados, os perfis calculados com as componentes zonal e meridional tinham comportamento similar, enquanto nos dados medidos eles eram muito distintos entre si. Acredita-se que isso ocorre porque os dados modelados são calculados com a suposição de que a turbulência é isotrópica na vertical, ou seja, as equações do movimento nas direções  $x$  e  $y$  utilizam o mesmo valor de  $A_V$ . O fato dos perfis de  $A_V$  nos dados medidos serem diferentes entre si evidencia o caráter anisotrópico da turbulência. Tantos os perfis modelados quando os medidos tiveram valores dentro do esperado para fluxos geofísicos conforme estudos pretéritos:  $O(10^{-3})m^2/s$  a  $O(10^{-1})m^2/s$ .

Mesmo um evento relativamente curto como a passagem de uma Frente Fria é capaz de gerar um escoamento de Ekman no talude da Bacia de Santos. Se o vento for paralelo às isóbatas, ocorrerá transporte de água na direção da plataforma continental. Resta avaliar se esse transporte pode gerar subsidência (*downwelling*), maré meteorológica ou contribuir para homogeneização da água da plataforma.



# *Abstract*

Here it is presented an analysis of the ocean circulation induced by Atmospheric Cold Fronts (CF) in the upper layer of the continental slope of Santos Basin (SB). This is an important region for the Brazilian offshore oil industry production due to large reservoirs of gas and oil. The correct understanding of the hydrodynamic regime in the area is very important, considering the high costs and risks associated with offshore exploration and production of hydrocarbons.

Cold Fronts routinely reach Santos Basin, with an average of one event every 7-15 days. In these situations, the predominant winds of East and Northeast, associated with the South Atlantic Anticyclone, are replaced by South winds generated by Extratropical Cyclones (EC). Previous studies addressed mainly the response of the continental shelf to these events, where the circulation is essentially barotropic and dominated by tide and wind generated currents, being very different from the continental slope regime.

The data used here was acquired by a meteoceanographic buoy moored on Santos Basin ( $24^{\circ} 23' 40,185''$  S,  $44^{\circ} 2' 40,199''$  W) for 8 months (June/2008 to February/2009) on a depth of 580 meters, under direct influence of the Brazil Current (BC). The buoy was equipped with a meteorological station (air temperature, pressure and wind speed/direction) and an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP), able to make measurements every 2,5 m between 6,25 and 53,75 meters depth. Spectral analysis of atmospheric variables showed a high energy band associated with Extratropical Cyclones. However, as the geostrophic circulation of the BC is much more intense than the wind generated currents, no meaningful energy peak was associated with the EC in the raw current spectra.

The local wind generated currents were observed only after the tidal currents were subtracted and EOF (Empirical Orthogonal Function) analysis was applied in the dataset. Fifteen modes were calculated, with the first mode explaining 94% of the total variance. This first and most energetic mode was assumed to represent the influence of the Brazil Current and was discarded and the currents series recalculated using modes 2 to 15. Numerical experiments were also made using the Regional Ocean Modeling System (ROMS) with synoptic atmospheric forcing from NCEP Reanalysis.

Four distinct cases of CF were chosen: June, September and November 2008 and January 2009. In all cases, an inertial wave of 20 cm/s maximum amplitude extending

from the surface until 30/40 meters depth was identified. The CF was not able to invert the main flux – even in the surface – in any of the analyzed cases. The main effect of the CF generated currents was to deflect the near surface geostrophic currents around  $10^\circ$  on the clockwise direction and reduce the intensity about 15%.

Structures resembling an Ekman Spiral (ES) were identified in the wind drift current series calculates from measured and modeled data. The local currents were most correlated with the wind 3 to 5 hours prior. Using the intensity/direction of the most correlated wind, theoretical ES were obtained following Ekman's deduction. In all cases the observed spirals were flatter, with greater speed and spin than the theoretical ones. The average depth of the measured/modeled spirals was 20 to 30 meters with a maximum speed of 15 *cm/s*. The angles between the wind and surface currents were also considerably smaller than the  $45^\circ$  from theory, being closer to  $10^\circ$ . The lower depth of the observed ES when compared to theoretical predictions is thought to be due to the water stratification, considering that the presence of isopycnals difficult the vertical momentum transfer.

Using the vertical stress of horizontal currents, profiles of vertical eddy viscosity ( $A_V$ ) were calculated using the measured and modeled currents series. The profiles obtained from the zonal and meridional components were very similar in the modeled data. This behavior is explained by the assumption used in the ROMS model that the vertical eddy viscosity is isotropic. The differences between zonal and meridional profiles in the measured data are an evidence that this assumption may be incorrect and that eddy viscosity may have an anisotropic nature in the slope of SB. Calculated values of eddy viscosity were inside the expected range for geophysical fluxes:  $O(10^{-3})m^2/s$  to  $O(10^{-1})m^2/s$ .

Even a short term event as a Cold Front is able to induce Ekman transport in the slope region of Santos Basin. In a situation where the wind is parallel to the isobaths, the transport will occur in the direction of the shelf. The next proposed step for future research work is to quantify this transport and see if it is able to generate downwelling, storm surge or homogenizing shelf water.

# *Sumário*

## **Lista de Figuras**

## **Lista de Tabelas**

## **Lista de Siglas**

<b>1</b>	<b>Introdução</b>	p. 1
1.1	Objetivos . . . . .	p. 3
<b>2</b>	<b>Revisão Bibliográfica</b>	p. 4
2.1	Circulação Atmosférica da Bacia Oeste do Atlântico Sul . . . . .	p. 4
2.1.1	Ciclogênese no Atlântico Sul . . . . .	p. 6
2.2	Camada de Ekman . . . . .	p. 13
2.3	Circulação de Larga Escala no Atlântico Sul . . . . .	p. 22
2.3.1	Circulação na Margem Continental Brasileira . . . . .	p. 24
2.3.2	Transporte da Corrente do Brasil . . . . .	p. 29
2.4	Circulação gerada por Forçantes Atmosféricos locais na Bacia de Santos	p. 33
<b>3</b>	<b>Dados Meteorológicos e Oceanográficos Medidos</b>	p. 38
3.1	Descrição da Campanha de Medição . . . . .	p. 38

3.2	Análise dos Dados Atmosféricos . . . . .	p. 46
3.2.1	Pressão Atmosférica e Temperatura do ar . . . . .	p. 46
3.2.2	Vento . . . . .	p. 50
3.2.3	Identificação da passagem de Frentes Frias . . . . .	p. 55
3.3	Análise dos Dados Oceanográficos . . . . .	p. 76
3.3.1	Temperatura da Água . . . . .	p. 76
3.3.2	Corrente . . . . .	p. 76
3.3.3	Remoção da Corrente de Maré . . . . .	p. 82
3.4	Análise Cruzada dos Forçantes Meteorológicos Locais e Resposta Oceânica . . . . .	p. 86
<b>4</b>	<b>Experimento Numérico</b>	<b>p. 95</b>
4.1	Modelo ROMS . . . . .	p. 95
4.2	Grade Numérica . . . . .	p. 102
4.3	Esforço Computacional . . . . .	p. 104
4.4	Condições Iniciais e de Contorno . . . . .	p. 105
4.5	Forçantes Atmosféricos . . . . .	p. 111
4.6	Parâmetros da Simulação . . . . .	p. 114
4.7	Resultados . . . . .	p. 117
<b>5</b>	<b>Forçantes Meteorológicos Locais e Resposta Oceânica durante a pas- sagem de Sistemas Frontais</b>	<b>p. 132</b>
5.1	Caso 1 – Junho de 2008 . . . . .	p. 133
5.2	Caso 2 – Setembro de 2008 . . . . .	p. 147

5.3	Caso 3 – Novembro de 2008 . . . . .	p. 156
5.4	Caso 4 – Janeiro de 2009 . . . . .	p. 165
<b>6</b>	<b>Conclusões e Recomendações</b>	p. 174
	<b>Referências Bibliográficas</b>	p. 186

## *Lista de Figuras*

2.1	<i>Circulação Atmosférica Global simplificada.</i> . . . . .	p. 5
2.2	<i>Situações características de dominância do Anticiclone do Atlântico Sul (AAS) e de Ciclone Extratropical (CE) na costa brasileira.</i> . . . .	p. 7
2.3	<i>Densidade de ciclogêneses no período de 1990 a 1999 na reanálise do NCEP. Fonte: Reboita (2008).</i> . . . . .	p. 9
2.4	<i>Camada de Ekman superficial. Adaptado de Cushman-Roisin (1994).</i>	p. 15
2.5	<i>Espiral e Transporte de Ekman no Hemisfério Sul. Adaptado de Cushman-Roisin (1994).</i> . . . . .	p. 16
2.6	<i>Tensão de cisalhamento e velocidade da corrente. Fonte: Yoshikawa et al. (2007).</i> . . . . .	p. 18
2.7	<i>Tensão de cisalhamento e corrente relativa do 1º modo da Análise de Componentes Principais. Fonte: Yoshikawa et al. (2007).</i> . . . . .	p. 21
2.8	<i>Perfis de viscosidade turbulenta vertical calculados a partir do cisalhamento de correntes medidas</i> . . . . .	p. 22
2.9	<i>Giro Subtropical do Atlântico Sul.</i> . . . . .	p. 23
2.10	<i>Explicação de Stommel (1965) para diferenças entre Corrente do Brasil e Corrente do Golfo. Adaptado de Zemba (1991).</i> . . . . .	p. 26
2.11	<i>Características das massas da água na região da Corrente do Brasil.</i> . .	p. 28
2.12	<i>Síntese do escoamento do sistema de correntes de contorno oeste ao longo da margem continental brasileira. Fonte: Soutelino (2008).</i> . . .	p. 29

2.13	<i>Transporte da Corrente do Brasil na Bacia de Santos calculado com dados do Projeto COROAS. Fonte: Gonçalves (2000).</i>	p. 31
2.14	<i>Batimetria da Bacia de Santos.</i>	p. 34
2.15	<i>Análise espectral do vento e elevação do nível do mar na Plataforma Continental da Bacia de Campos. Fonte: Stech e Lorenzzetti (1992).</i>	p. 35
3.1	<i>Local de instalação da bóia meteoceanográfica na Bacia de Santos</i>	p. 39
3.2	<i>Posição da bóia meteoceanográfica em relação a Corrente do Brasil (CB) e Contra Corrente Intermediária (CCI)</i>	p. 40
3.3	<i>Planta em perfil da bóia meteoceanográfica. Adaptado de Steele, Teng e Wang (1992).</i>	p. 41
3.4	<i>Instalação da bóia meteoceanográfica. Fonte: Gerência de Geociências (ENGENHARIA/IEEPT/EEPTM/GEO) da PETROBRAS.</i>	p. 44
3.5	<i>Rotação das componentes zonal (<math>u</math>) e meridional (<math>v</math>) para paralela a isóbata (<math>u'</math>) e normal a isóbata (<math>v'</math>).</i>	p. 46
3.6	<i>Série de pressão atmosférica e temperatura do ar medida na bóia.</i>	p. 48
3.7	<i>Espectro de densidade de energia de pressão atmosférica medida na bóia.</i>	p. 49
3.8	<i>Espectro de densidade de energia de temperatura do ar medida na bóia.</i>	p. 50
3.9	<i>Espectro de densidade de energia de pressão atmosférica medida na bóia destacando faixa de frequência de Frentes Frias.</i>	p. 51
3.10	<i>Série de vento medida na bóia.</i>	p. 52
3.11	<i>Distribuição de direção e velocidade do vento no período medido.</i>	p. 54
3.12	<i>Espectro de densidade de energia do vento na bóia.</i>	p. 57
3.13	<i>Espectro de densidade de energia do vento na bóia destacando faixa de frequência de Frentes Frias.</i>	p. 58

3.14	<i>Situação de passagem de Frente Fria entre os dias 21 e 27 de Junho de 2008.</i>	p. 61
3.15	<i>Acompanhamento das Frentes Frias ao longo do mês de junho de 2008. Fonte: CPTEC.</i>	p. 62
3.16	<i>Campo sinótico do dia 21 de Junho de 2008 às 18:00.</i>	p. 63
3.17	<i>Situação de passagem de Frente Fria entre os dias 12 e 21 de Setembro de 2008.</i>	p. 65
3.18	<i>Acompanhamento das Frentes Frias ao longo do mês de setembro de 2008. Fonte: CPTEC.</i>	p. 66
3.19	<i>Campo sinótico do dia 15 de Setembro de 2008 às 00:00.</i>	p. 67
3.20	<i>Situação de passagem de Frente Fria entre os dias 14 e 23 de Novembro de 2008.</i>	p. 69
3.21	<i>Acompanhamento das Frentes Frias ao longo do mês de novembro de 2008. Fonte: CPTEC.</i>	p. 70
3.22	<i>Campo sinótico do dia 17 de Novembro de 2008 às 00:00.</i>	p. 71
3.23	<i>Situação de passagem de Frente Fria entre os dias 20 e 26 de Janeiro de 2009.</i>	p. 73
3.24	<i>Acompanhamento das Frentes Frias ao longo do mês de janeiro de 2009. Fonte: CPTEC.</i>	p. 74
3.25	<i>Campo sinótico do dia 21 de Janeiro de 2009 às 12:00.</i>	p. 75
3.26	<i>Série de temperatura superficial da água medida na bóia.</i>	p. 77
3.27	<i>Série de corrente medida na bóia na profundidade 8,75 m.</i>	p. 79
3.28	<i>Série de corrente medida na bóia na profundidade 53,75 m.</i>	p. 80
3.29	<i>Distribuição de direção e velocidade da corrente no período medido.</i>	p. 81



3.30	<i>Espectro de densidade de energia da corrente a 53,75 m de profundidade na bóia. . . . .</i>	p. 83
3.31	<i>Velocidade devido a maré no ponto de medição da bóia. . . . .</i>	p. 85
3.32	<i>Espectro de densidade de energia da corrente total medida e sem a componente de maré. . . . .</i>	p. 86
3.33	<i>Correntes inerciais. . . . .</i>	p. 87
3.34	<i>Espectro de densidade de energia do vento e corrente. . . . .</i>	p. 89
3.35	<i>Análise cruzada entre o vento e corrente. . . . .</i>	p. 91
3.36	<i>Correlação entre vento e corrente. . . . .</i>	p. 93
3.37	<i>Espectro rotatório de vento e corrente. . . . .</i>	p. 94
4.1	<i>Tensões agindo sobre uma parcela de fluido se deslocando na direção x. Fonte: Fox e McDonald (2003). . . . .</i>	p. 98
4.2	<i>Batimetria da grade numérica. . . . .</i>	p. 103
4.3	<i>Distribuição de camadas verticais na região de Vitória-Trindade. . . .</i>	p. 104
4.4	<i>Cluster Netuno no Núcleo de Computação Eletrônica da Universidade Federal do Rio de Janeiro. . . . .</i>	p. 105
4.5	<i>Campos climatológicos de temperatura superficial obtidos do modelo HYCOM e utilizados como condição inicial e de contorno. . . . .</i>	p. 108
4.6	<i>Campos climatológicos de salinidade superficial obtidos do modelo HYCOM e utilizados como condição inicial e de contorno. . . . .</i>	p. 109
4.7	<i>Campos climatológicos de elevação da superfície obtidos do modelo HYCOM e utilizados como condição inicial e de contorno. . . . .</i>	p. 109
4.8	<i>Vórtices semi-permanentes no litoral brasileiro. . . . .</i>	p. 110

4.9	<i>Campos climatológicos de velocidade superficial obtidos do modelo HYCOM e utilizados como condição inicial e de contorno.</i>	p. 111
4.10	<i>Comparação entre vento medido e modelado.</i>	p. 114
4.11	<i>Série de Energia Cinética por unidade de massa em <math>m^2/s^2</math>. Linha traceja indica fim do período de spin-up.</i>	p. 115
4.12	<i>Série de Temperatura Potencial obtida de modelo numérico.</i>	p. 118
4.13	<i>Série de Salinidade obtida de modelo numérico.</i>	p. 118
4.14	<i>Diagrama T-S representativo da região da Baía de Santos elaborado a partir de resultados de modelo numérico.</i>	p. 119
4.15	<i>Campos médios superficiais de Temperatura.</i>	p. 121
4.16	<i>Campos médios superficiais de Salinidade.</i>	p. 122
4.17	<i>Alcance Norte da pluma do prata em situação de elevado descarte fluvial.</i>	p. 124
4.18	<i>Campos médios de profundidade da Camada Limite e Velocidade Superficial.</i>	p. 126
4.19	<i>Posição da seção vertical.</i>	p. 127
4.20	<i>Campo de Densidade médio na seção vertical.</i>	p. 128
4.21	<i>Campos médios de Velocidade normal a seção vertical.</i>	p. 129
4.22	<i>Seção de velocidade baroclínica medida no Cruzeiro CERES II.</i>	p. 130
4.23	<i>Distribuição de direção e velocidade da corrente obtida a partir de modelagem numérica para ponto de instalação da bóia.</i>	p. 130
5.1	<i>Vento e Corrente no ponto de instalação da bóia meteoceanográfica.</i>	p. 140
5.2	<i>Altimetria e velocidade geostrófica derivada no dia 23 de Junho de 2008.</i>	p. 141

5.3	<i>Corrente a 53,75 m - Série medida.</i>	p. 141
5.4	<i>Diferença entre campo de velocidade da simulação com Frente Fria e simulação sem Frente Fria.</i>	p. 142
5.5	<i>Diagrama Vetorial Progressivo da corrente medida na profundidade 8,75 m.</i>	p. 143
5.6	<i>Espiral de Ekman observada no Caso 1 no dia 22/06/2008 as 04:00.</i>	p. 144
5.7	<i>Espiral de Ekman observada no Caso 1 no dia 23/06/2008 as 00:00.</i>	p. 145
5.8	<i>Coeficiente de viscosidade turbulenta vertical no Caso 1.</i>	p. 146
5.9	<i>Vento e Corrente no ponto de instalação da bóia meteoceanográfica.</i>	p. 149
5.10	<i>Altimetria e velocidade geostrófica derivada no dia 16 de Setembro de 2008.</i>	p. 150
5.11	<i>Corrente a 53,75 m - Série medida.</i>	p. 150
5.12	<i>Diferença entre campo de velocidade da simulação com Frente Fria e simulação sem Frente Fria.</i>	p. 151
5.13	<i>Diagrama Vetorial Progressivo da corrente medida na profundidade 8,75 m.</i>	p. 152
5.14	<i>Espiral de Ekman observada no Caso 2 no dia 14/09/2008 as 06:00.</i>	p. 153
5.15	<i>Espiral de Ekman observada no Caso 2 no dia 16/09/2008 as 00:00.</i>	p. 154
5.16	<i>Coeficiente de viscosidade turbulenta vertical no Caso 2.</i>	p. 155
5.17	<i>Vento e Corrente no ponto de instalação da bóia meteoceanográfica.</i>	p. 158
5.18	<i>Altimetria e velocidade geostrófica derivada no dia 20 de Novembro de 2008.</i>	p. 159
5.19	<i>Corrente a 53,75 m - Série medida.</i>	p. 159

5.20	<i>Diferença entre campo de velocidade da simulação com Frente Fria e simulação sem Frente Fria.</i>	p. 160
5.21	Diagrama Vetorial Progressivo da corrente medida na profundidade 8,75 m.	p. 161
5.22	<i>Espiral de Ekman observada no Caso 3 no dia 20/11/2008 as 17:00.</i>	p. 162
5.23	<i>Espiral de Ekman observada no Caso 3 no dia 18/11/2008 as 23:00.</i>	p. 163
5.24	<i>Coeficiente de viscosidade turbulenta vertical no Caso 3.</i>	p. 164
5.25	<i>Vento e Corrente no ponto de instalação da bóia meteoceanográfica.</i>	p. 167
5.26	<i>Altimetria e velocidade geostrófica derivada no dia 23 de Janeiro de 2009.</i>	p. 168
5.27	<i>Corrente a 53,75 m - Série medida.</i>	p. 168
5.28	<i>Diferença entre campo de velocidade da simulação com Frente Fria e simulação sem Frente Fria.</i>	p. 169
5.29	Diagrama Vetorial Progressivo da corrente medida na profundidade 8,75 m.	p. 170
5.30	<i>Espiral de Ekman observada no Caso 4 no dia 21/01/2009 as 00:00.</i>	p. 171
5.31	<i>Espiral de Ekman observada no Caso 4 no dia 22/01/2009 as 16:00.</i>	p. 172
5.32	<i>Coeficiente de viscosidade turbulenta vertical no Caso 4.</i>	p. 173

## *Lista de Tabelas*

2.1	<i>Ocorrência sazonal de ciclogênese. Fonte: Gan e Rao (1991). . . . .</i>	p. 8
2.2	<i>Mecanismos que podem propiciar ciclogêneses na costa Sul-Sudeste do Brasil (RG1), costa do Uruguai (RG2) e Golfo de San Matias na Argentina (RG3). Adaptado de Reboita (2008). . . . .</i>	p. 11
2.3	<i>Estimativa de transporte de volume e velocidade máxima da Corrente do Brasil, entre 10°S e 31°S. Adaptada de Rossi-Wongtschowski e Madureira (2006) e atualizada. . . . .</i>	p. 32
3.1	<i>Característica de operação dos sensores usados na bóia meteoceanográfica.</i>	p. 43
3.2	<i>Distribuição de velocidade por direção do vento no inverno. . . . .</i>	p. 55
3.3	<i>Distribuição de velocidade por direção do vento na primavera. . . . .</i>	p. 55
3.4	<i>Distribuição de velocidade por direção do vento no verão. . . . .</i>	p. 56
3.5	<i>Distribuição de velocidade por direção do vento em todo período de medição. . . . .</i>	p. 56
3.6	<i>Casos selecionados de passagem de Frentes Frias na área de interesse.</i>	p. 58
3.7	<i>Profundidade de medição do ADCP em metros. . . . .</i>	p. 76
3.8	<i>Distribuição de velocidade por direção da corrente na profundidade 8,75 m. . . . .</i>	p. 78
3.9	<i>Distribuição de velocidade por direção da corrente na profundidade 53,75 m. . . . .</i>	p. 81
3.10	<i>Velocidade média da corrente em cada camada do ADCP. . . . .</i>	p. 82

3.11	<i>Harmônicos de maré obtidos para o ponto de medição da bóia. . . . .</i>	p. 84
4.1	Valor médio da diferença entre campos de temperatura e salinidade de referência . . . . .	p. 123
4.2	<i>Distribuição de velocidade por direção da corrente na profundidade 8,75 m calculada a partir de dados modelados. . . . .</i>	p. 131
4.3	<i>Distribuição de velocidade por direção da corrente na profundidade 53,75 m calculada a partir de dados modelados. . . . .</i>	p. 131

## *Lista de Siglas*

AAS	Anticiclone do Atlântico Sul
ADCP	Perfilador Acústico de Corrente ( <i>Acoustic Doppler Current Profiler</i> )
ACAS	Água Central do Atlântico Sul
AE	Anticiclone Extratropical
AAF	Água Antártica de Fundo
AIA	Água Intermediária Antártica
APAN	Água Profunda do Atlântico Norte
AS	Atlântico Sul
AT	Água Tropical
CB	Corrente do Brasil
CC	Condições de Contorno
CCI	Corrente de Contorno Intermediária
CCP	Corrente de Contorno Profunda
CE	Ciclones Extratropicais
cFF	Simulação com Frente Fria
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CG	Corrente do Golfo
CI	Condições Iniciais
CNB	Corrente Norte do Brasil
cph / c.p.h	ciclos por hora
COROAS	Circulação Oceânica da Região Oeste do Atlântico Sul
CTD	Sensor de Condutividade, Temperatura e Profundidade ( <i>Conductivity, Temperature and Depth</i> )
EK	Espiral de Ekman

EOF	Função Empírica Ortogonal ( <i>Empirical Orthogonal Function</i> )
E&P	Exploração e Produção
FF	Frente Fria
GFS	<i>Global Forecast System</i>
HYCOM	<i>Hybrid Coordinate Ocean Model</i>
ICOADS	<i>International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set</i>
IO-USP	Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo
IRD	<i>Institut de recherche pour le développement</i>
ITCZ	Zona de Convergência Intertropical ( <i>Intertropical Convergence Zone</i> )
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	<i>National Center for Environmental Prediction</i>
PC	Plataforma Continental
PCA	Análise de Componentes Principais ( <i>Principal Component Analysis</i> )
PCBS	Plataforma Continental na Bacia de Santos
POM	<i>Princeton Ocean Model</i>
RegCM3	<i>Regional Climate Model</i> - versão 3
RG1	Região de Ciclogênese no Sul-Sudeste do Brasil
RG2	Região de Ciclogênese no Uruguai
RG3	Região de Ciclogênese no Golfo de San Matias na Argentina
ROMS	<i>Regional Ocean Modeling System</i>
SC	Estado de Santa Catarina
SEC	Corrente Sul Equatorial ( <i>South Equatorial Current</i> )
sFF	Simulação sem Frente Fria
SNB	Sub-corrente Norte do Brasil
SSH	Elevação da Superfície do Mar ( <i>Sea Surface Height</i> )
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
WOA	<i>World Ocean Atlas</i>
XBT	<i>Expendable Bathythermograph</i>
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul



# 1 *Introdução*

O estudo da influência de Sistemas Frontais Atmosféricos no talude superior da Bacia de Santos é o principal enfoque desta dissertação, que se propõe a analisar com dados medidos em uma bóia meteoceanográfica e modelo numérico hidrodinâmico a interação entre a Corrente do Brasil (CB) e ventos locais.

A Bacia de Santos deverá ser o principal cenário de desenvolvimento de novos sistemas de produção marítima brasileira de hidrocarbonetos nos próximos anos, devido aos reservatórios de gás no Talude Continental Superior e Campos do Pré-Sal em águas profundas.

Ao contrário das reservas do Oriente Médio, onde a maior parte dos poços de produção encontram-se em terra, no Brasil, mais de 90% do petróleo produzido é retirado do oceano. Situação essa que deve apenas se intensificar quando os campos gigantes *offshore* da região do Pré-Sal entrarem em produção. Outra diferença significativa entre a exploração *onshore* e *offshore* é a quantidade de recursos e tecnologia envolvida: um longo e dispendioso caminho foi percorrido desde que o primeiro poço de petróleo, com 21 metros de profundidade, foi perfurando no ano de 1859 em Titusville no Estado da Pennsylvania, Estados Unidos. Atualmente um poço *offshore* em lâmina d'água superior a 2000 m pode consumir mais de U\$ 100 milhões antes que qualquer óleo seja produzido, e isso apenas no estágio de exploração. Para a efetiva produção de um campo, uma ou mais plataformas são necessárias, e dependendo das necessidades envolvidas, o custo de cada sistema de produção pode chegar à casa do bilhão de dólares. Somam-se esses valores aos custos para escoamento da produção

(dutos submarinos ou navios aliviadores), embarcações de suprimentos e transporte de pessoal. Custos esses que devem apenas aumentar com a tendência de explorar reservas cada vez mais distantes e profundas que têm se tornado economicamente viáveis.

Em suma, a grande quantidade de recursos necessários explica o reduzido número de empresas petrolíferas atuantes na área *offshore* quando comparado ao número que atua *onshore*. Outra dificuldade no E&P (Exploração e Produção) *offshore* é intrínseca ao local onde ele está sendo feito: um ambiente hostil, desconhecido em sua maior parte e onde fenômenos meteoceanográficos podem causar prejuízos de vários bilhões de dólares, tais como os Ciclones Ivan e Katrina no Golfo do México, afetando a indústria petrolífera diretamente e grande parte da população mundial indiretamente.

Independente das medidas adotadas, riscos no E&P *offshore* devido às condições meteoceanográficas adversas existem e sempre existirão. Contudo, esses podem ser reduzidos e, em um setor que movimenta bilhões de dólares por ano no mundo todo, qualquer pequena redução representa um valor monetário considerável tanto no custo de manutenção das estruturas, na segurança pessoal da força de trabalho envolvida e conservação do meio ambiente.

Uma das formas de reduzir riscos é entender com detalhamento as condições ambientais do local onde as estruturas *offshore* operam, desde as correntes de fundo até as geradas pelo vento próximo à superfície. A Bacia de Santos é constantemente afetada pela passagem de Sistemas Atmosféricos Frontais. Esse trabalho analisa como essas Frentes Frias alteram as correntes superficiais. Essas informações são úteis em diversas etapas da Exploração e Produção, pois condicionam a usabilidade de sondas de perfuração, atracamento de navios aliviadores, operações de manutenção com mergulho raso, etc. Além disso, o conhecimento das correntes superficiais é fundamental para o cálculo da trajetória de manchas de óleo geradas por vazamentos – como o que ocorreu no Golfo do México numa plataforma da empresa *British Petroleum* – pois auxiliam nas operações de contingência.

Essa dissertação está organizada da seguinte forma: no Capítulo 2 é feita uma breve revisão dos principais sistema atmosféricos e oceanográficos que atuam na Bacia de

Santos. O Capítulo 3 apresenta a campanha de medição meteoceanográfica feita por uma bóia fundeada no talude superior da BS. Através das análises das séries medidas, evidencia-se a influência de Sistemas Frontais na dinâmica da região. Também são separados quatro casos de passagem de Frentes Frias para posterior análise. No Capítulo 4, descreve-se o experimento numérico realizado com o modelo hidrodinâmico ROMS para comparação com dados medidos. Finalmente, no Capítulo 5 quantifica-se a influência exercida pela passagem de FF no talude da BS utilizando os quatro casos previamente selecionados e as séries medidas e modeladas. Um maior enfoque é dado em situações onde observou-se a Espiral de Ekman que, apesar de ser aceita como verdade, foi observada relativamente poucas vezes no oceano. Conclusões e recomendações ocupam o Capítulo 6.

## 1.1 Objetivos

Os objetivos deste estudo são:

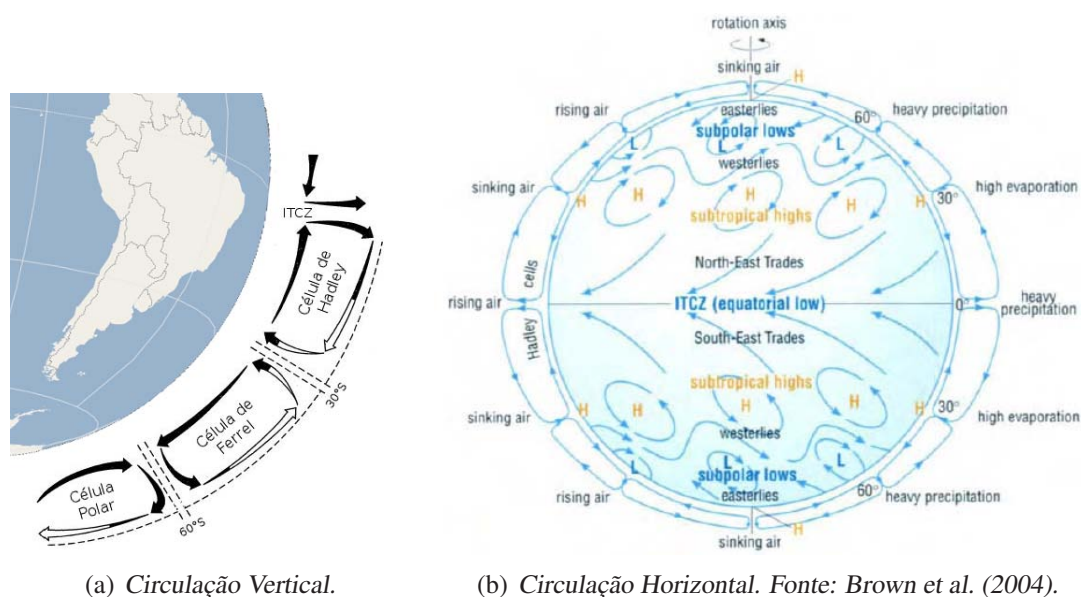
- Analisar a influência local exercida por Sistemas Atmosféricos Frontais na corrente do talude superior da Bacia de Santos. Para esse fim serão utilizados dados medidos em uma bóia meteoceanográfica e resultados de simulação numérica;
- Utilizar técnicas de filtragem para separar a corrente de deriva gerada pelo vento da corrente total medida;
- Avaliar a possibilidade de observar a espiral de Ekman durante a passagem de um Sistema Frontal e como essa espiral difere da teórica.

## **2      *Revisão Bibliográfica***

Neste capítulo é feita uma breve revisão dos principais sistema atmosféricos e oceanográficos que atuam na Bacia Oeste do Atlântico Sul.

### **2.1    *Circulação Atmosférica da Bacia Oeste do Atlântico Sul***

Devido à sua forma aproximadamente esférica, a Terra recebe radiação solar de forma diferenciada em latitude, com maior incidência na região Tropical. Essa diferença gera gradientes de pressão, que por sua vez causam deslocamento meridional, com o ar mais quente saindo dos Trópicos em direção às altas latitudes, e massas de ar frio se deslocando no sentido contrário (CAMPOS, 2005). Em 1735, George Hadley propôs que os ventos Alísios seriam consequência da deflexão do movimento dessas massas de ar pela Força de Coriolis. No entanto, segundo esse raciocínio existiria apenas uma célula de circulação para cada Hemisfério. Na realidade, ocorre uma quebra meridional da circulação de Hadley causada pela conservação da quantidade de movimento angular e atrito entre a atmosfera e a superfície (OLIVEIRA; VIANELLO; FERREIRA, 2001). A Figura 2.1(a) mostra, de forma simplificada, a estrutura vertical das três grandes células que são realmente observadas: Célula de Hadley, Ferrel e Polar. Na Figura 2.1(b) são vistos os movimentos horizontais próximos à superfície, gerados por essas Células. Destaca-se a existência de cinturões de vento: Alísios (*South-East Trades*), de Oeste (*Westerlies*) e de Leste (*Easterlies*).



**Figura 2.1:** Circulação Atmosférica Global simplificada.

As quebras de circulação geram vórtices ciclônicos em regiões de baixa pressão ( $\approx 0^\circ$  e  $60^\circ$ ) e anticiclônicos nas regiões de alta pressão ( $\approx 30^\circ$ ). O braço ascendente da Célula de Hadley em baixa latitude gera a convergência dos Alísios (ventos semi-permanente de Sudeste) dos Hemisférios Norte e Sul em uma mesma região, denominada Zona de Convergência Intertropical (ITCZ). A ITCZ segue o Equador Térmico, logo sua latitude varia ao longo do ano, sendo máxima ( $12^\circ\text{N}$ ) entre agosto-setembro e mínima ( $4^\circ\text{S}$ ), entre março-abril.

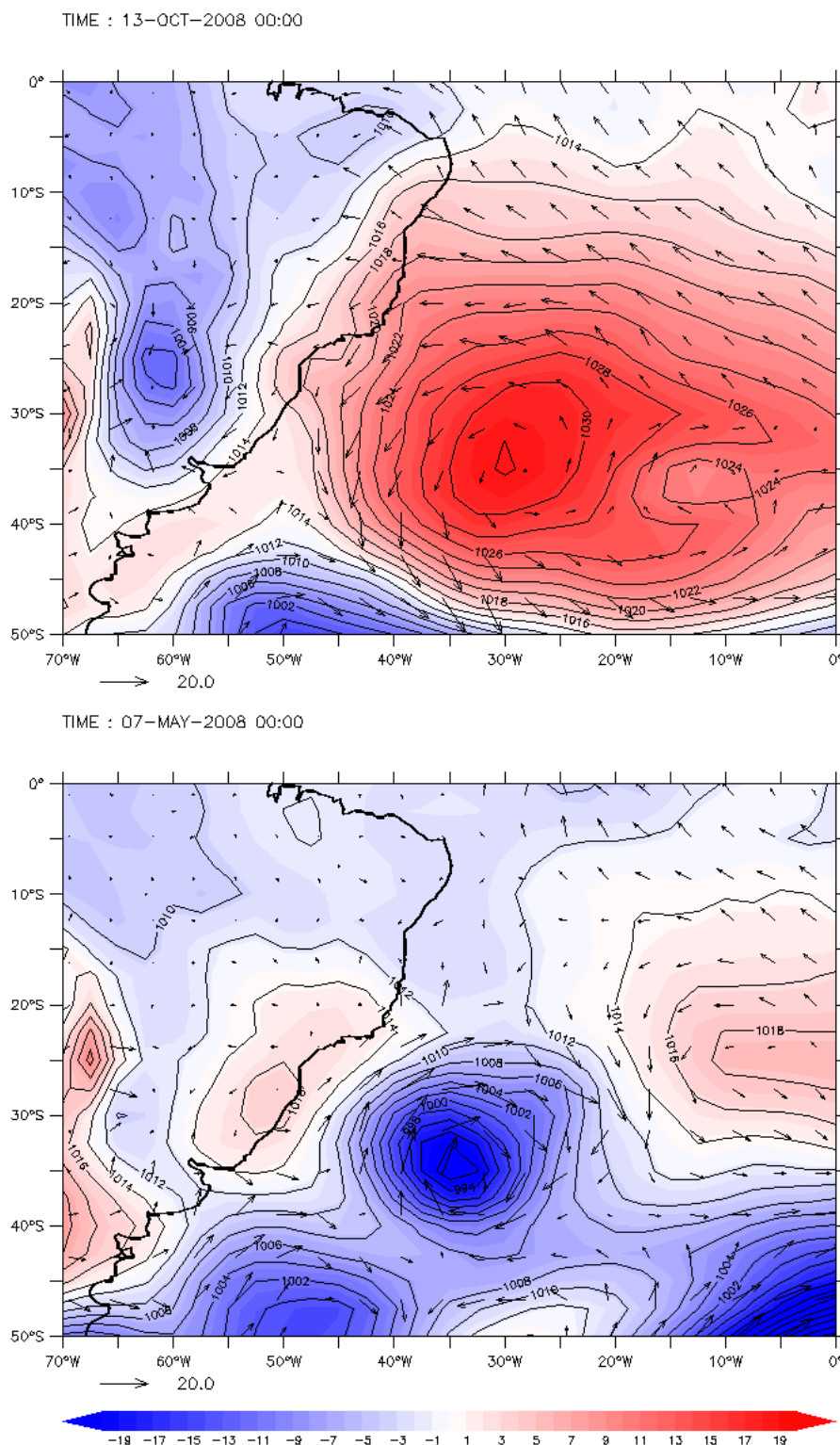
Os braços descendentes da Célula de Hadley e de Ferrel são responsáveis pelos centros de alta pressão, aproximadamente, em  $30^\circ$ . O centro de alta semi-permanente existente no Atlântico Sul é denominado Anticiclone do Atlântico Sul (AAS), sendo responsável pelo bom tempo da costa brasileira. O AAS dificulta a formação de nuvens convectivas e gera ventos fracos e moderados de Nordeste (CAMPOS, 2005). O detalhe superior da Figura 2.2 mostra uma situação característica em que o AAS (centrado em  $35^\circ\text{S}$ ,  $30^\circ\text{W}$ ) está dominando o tempo na região. Os vetores representam a direção e intensidade do vento a 10 m da superfície (em metros por segundo), as isolinhas indicam a pressão atmosférica ao nível do mar e a escala de cores representa a anomalia

da pressão em relação ao valor de referência 1013,25 *hPa*. Em 60°, atuam os braços ascendentes da Célula de Ferrel e Polar. Nessa região formam-se os grandes Ciclones Extratropicais (CE), que geram gradientes elevados e ventos muito fortes. O detalhe inferior da Figura 2.2 exemplifica uma situação em que um desses ciclones se deslocou para Nordeste e o AAS está mais a Leste de sua posição habitual. Os ventos fracos e moderados de Nordeste são substituídos por ventos mais intensos de Sul-Sudoeste, gerados pelo giro ciclônico ao redor do centro de baixa pressão, centrado em 33°S, 35°W. As Figuras foram elaboradas a partir de resultados da Reanálise do NCEP (KALNAY et al., 1996) para o ano de 2008. Os CE podem estar acompanhados por Anticiclones Extratropicais (AE) – também conhecidos como “alta” de retaguarda –, deslocando-se a Oeste dos CE e frentes associadas (CAMPOS, 2009). Finalmente, a descendência da Célula Polar dá-se nas latitudes mais elevadas, próximas aos Pólos.

### **2.1.1 Ciclogênese no Atlântico Sul**

Ciclones atmosféricos têm fundamental importância para a manutenção do clima pois são responsáveis pelo transporte de calor, vapor d’água e momentum (PEIXOTO; OORT, 1992). Também atuam em escala sinótica influenciando na formação de nuvens, precipitação, ventos fortes e bruscas mudanças de temperatura (REBOITA, 2008).

Utilizando 10 anos (1979-1988) de dados, Gan e Rao (1991) analisou a frequência de geração de ciclones na América do Sul entre 15°-50°S e 30°-90°W. Concluiu-se que a ciclogênese é mais intensa no meses de inverno, com a maior frequência mensal sendo no mês de Maio (13,4 ocorrências/mês) e a menor nos meses de verão, com a mínima ocorrendo em Dezembro (7,1 ocorrências/mês). Os dados utilizados foram obtidos de três fontes: Cartas Sinóticas elaboradas pela Força Aérea Brasileira, radiossondagens ao longo do litoral da Argentina e Costa Sul-Sudeste do Brasil e boletins pluviométricos emitidos pelo INEMET (Instituto Nacional de Meteorologia). Segundo a metodologia empregada, um ciclone era identificado pela presença de pelo menos uma isóbara fechada ao redor de um centro de baixa pressão por no mínimo 24 horas. A Tabela 2.1 indica o número sazonal de ciclones ao longo dos 10 anos de dados analisados. Ape-



**Figura 2.2:** Imagem superior mostra predominância dos efeitos do Anticiclone do Atlântico Sul (AAS) no dia 13 de Outubro de 2008. Imagem inferior mostra predominância dos efeitos de Ciclone Extratropical (CE) no dia 7 de Maio de 2008. Os vetores representam a direção e intensidade do vento a 10 m da superfície em metros por segundo, as isolinhas indicam a pressão atmosférica ao nível do mar e a escala de cores representa a anomalia da pressão em relação ao valor de referência 1013,25 hPa. Elaborado a partir de dados da Reanálise do NCEP.

nas Janeiro e Fevereiro foram utilizados no cálculo do verão de 1979, o que explica o valor significativamente menor do que nos anos seguintes em que Dezembro também foi considerado. Essas conclusões foram opostas às de Satyamurty, Ferreira e Gan (1990), onde se encontrou um maior número de ciclones no verão do que no inverno. Essa disparidade provavelmente ocorreu porque Satyamurty, Ferreira e Gan (1990) utilizou dados de satélite para identificação dos ciclones e isso impossibilitou a distinção entre ciclogênese de nível inferior e superior (GAN; RAO, 1991). Quanto à distribuição espacial, Gan e Rao (1991) identificou dois locais principais de geração: sobre o Uruguai ( $31,5^{\circ}\text{S}$ ,  $55^{\circ}\text{W}$ ) e sobre o Golfo de San Matias na Argentina ( $42,5^{\circ}\text{S}$ ,  $62,5^{\circ}\text{W}$ ).

**Tabela 2.1:** Ocorrência sazonal de ciclogênese. Fonte: Gan e Rao (1991).

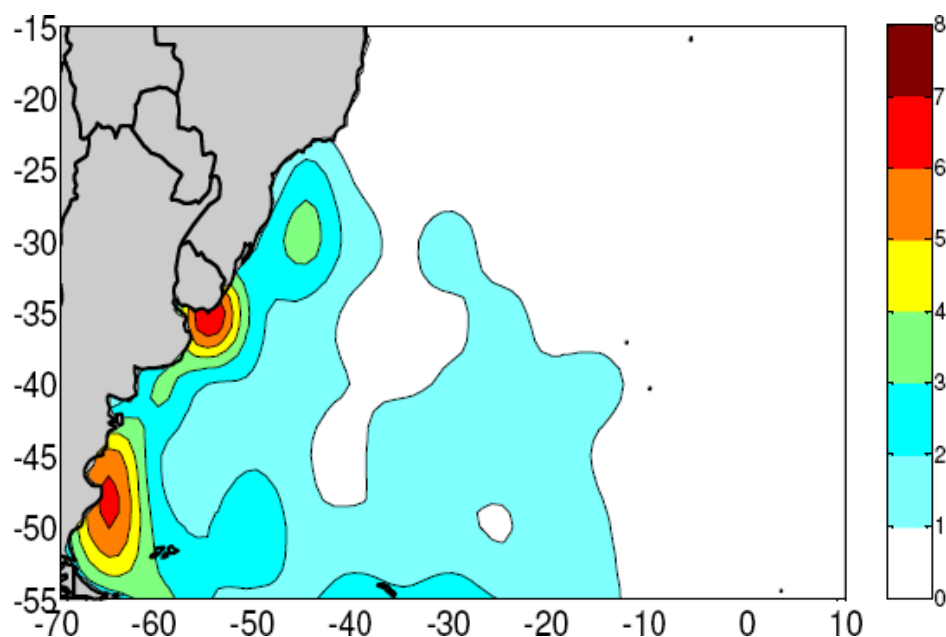
Ano	Verão	Outono	Inverno	Primavera
1979	13	29	23	22
1980	25	21	33	29
1981	23	25	19	21
1982	21	26	25	24
1983	20	35	41	38
1984	23	33	32	32
1985	29	33	27	29
1986	18	41	32	18
1987	13	23	47	31
1988	22	36	26	24
Total	207	302	305	268

Satyamurty, Ferreira e Gan (1990) também abordou a questão da velocidade média de deslocamento de ciclones. A velocidade máxima ( $13 \text{ m/s}$ ) ocorreu no inverno, a mínima ( $9 \text{ m/s}$ ) no outono, sendo a média anual aproximadamente  $11 \text{ m/s}$ . Supondo que um ciclone formado sobre o Uruguai no inverno se deslocasse com a velocidade encontrada por Satyamurty, Ferreira e Gan (1990), ele levaria aproximadamente 32 horas para atingir a Bacia de Santos. Em sua climatologia feita para  $0^{\circ}$ - $120^{\circ}\text{W}$  e  $70^{\circ}\text{S}$ - $0^{\circ}$  utilizando dados da Reanálise do NCEP (National Center for Environmental Prediction) para o período de 1948 a 2003, Mendes et al. (2007) identificou que o tempo médio de vida para um ciclone é de 3 dias. Portanto, combinando as descobertas de Satyamurty,



Ferreira e Gan (1990) e Mendes et al. (2007) conclui-se que um deslocamento de 32 h é realista.

Além das duas regiões de ciclogênese identificadas por Gan e Rao (1991), Sinclair (1995) identificou uma terceira, menos intensa e localizada na costa do Brasil aproximadamente em 30°S. Esses resultados concordam com o trabalho mais recente sobre o tema, conforme indicado pela Figura 2.3 onde são mostradas as três regiões principais de ciclogênese na América do Sul identificadas a partir de dados da Reanálise do NCEP por Reboita (2008). Os resultados foram obtidos através de um esquema automático que identificava mínimos de vorticidade relativa ( $\zeta$ ) no vento a 10 m de altura. Foram incluídos na climatologia todos os sistemas com  $\zeta \leq -1,5 \times 10^{-5} s^{-1}$  e tempo de vida igual ou superior a 24 h.



**Figura 2.3:** Densidade de ciclogêneses ( $10^{-4} km^{-2}$ ) no período de 1990 a 1999, que se iniciaram com  $\zeta = -1,5 \times 10^{-5} s^{-1}$  na reanálise do NCEP. Na escala de cores o valor 1,5 corresponde a aproximadamente 37,5 sistemas. Fonte: Reboita (2008).

Além das análises feitas com dados do NCEP, Reboita (2008) avaliou a capacidade do modelo RegCM3 (*Regional Climate Model* - versão 3) em simular a ciclogênese

no Atlântico Sul entre 1990 e 1999 e fez testes da sensibilidade das ciclogêneses aos fluxos de calor, umidade, topografia e TSM (Temperatura da Superfície do Mar). Um dos grandes diferenciais em relação a estudos mencionados anteriormente e os trabalhos de Sinclair (1995), Sinclair (1997) e Reboita (2008), é devido a esses autores utilizarem resultados de modelos numéricos para conduzir suas análises: Reanálise do ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) e RegCM3 respectivamente. Todo o processo de identificação de ciclones foi feito em campos de vorticidade relativa ( $\zeta$ ) calculados a partir de campos de vento e não através da identificação de mínimos e gradientes acentuados de pressão como em estudos pretéritos. Os dados utilizados na elaboração de cartas sinóticas para o oceano são obtidos a partir de observações de embarcações de oportunidade e militares. Devido a essa dependência de observações *in-situ*, é comum que em determinados dias, grandes áreas não sejam amostradas, ocasionando desconhecimento sobre possíveis eventos que estivessem ali ocorrendo e subestimando o número de ciclones gerados na região. Outra vantagem em utilizar dados de vorticidade está relacionada com a identificação da “força” do ciclone. Sinclair (1995) observou que grandes variações de pressão no centro do ciclone não estão necessariamente relacionadas com intensificação do mesmo, podendo indicar apenas mudanças de pressão no campo de fundo (*background*) devido à migração do ciclone.

Outra importante contribuição de Reboita (2008) foi reunir as teorias propostas pelos diversos autores que explicam a ciclogênese nas três áreas mostradas na Figura 2.3. No estudo, as regiões foram denominadas RG1 (Sul-Sudeste do Brasil), RG2 (Uruguai) e RG3 (Golfo de San Matias na Argentina) (REBOITA, 2008). Além da ciclogênese devido ao centro de baixa pressão gerado pelo braço ascendente das Células de Ferrel e Polar em  $\approx 60^\circ\text{S}$ , as demais teorias são apresentadas na Tabela 2.2.

Quanto à trajetória preferencial dos sistemas, Taljaard (1967) realizou um estudo para todo o Hemisfério Sul, onde identificou que para ciclones, em geral a direção predominante de migração é Leste ou Sudeste. No entanto, a Leste dos Andes normalmente os sistemas tem uma componente para Leste ou Nordeste, que só desaparece quando os mesmos já estão afastados da costa. Isso também está de acordo com Mechoso (1981)

que demonstrou a importância dos Andes em acrescentar uma componente Norte ao deslocamento de centros de baixa pressão. Em conjunto, esses estudos evidenciam uma tendência de ciclones formados em RG2 e RG3 se deslocarem em direção ao litoral Sul-Sudeste do Brasil. Ainda segundo Taljaard (1967), para AE o deslocamento médio é para Leste acrescido de uma reduzida componente Norte.

**Tabela 2.2:** *Mecanismos que podem propiciar ciclogêneses na costa Sul-Sudeste do Brasil (RG1), costa do Uruguai (RG2) e Golfo de San Matias na Argentina (RG3). Adaptado de Reboita (2008).*

	<b>Mecanismos</b>	<b>Região</b>
Níveis Superiores	Cavados em níveis superiores que se deslocam do Pacífico em direção ao Atlântico	RG1, RG2, RG3
	Influência do Jato Subtropical (regiões de divergência)	RG1, RG2, RG3
Níveis Baixos	Influência do calor e umidade transportados pelo jato de baixos níveis a Leste dos Andes	RG1, RG2
	Influência do calor e umidade transportados pelo anticiclone semi-permanente do Atlântico Sul	RG1, RG2
	Influência das zonas de instabilidade frontal	RG1, RG2
Topografia	Efeito a sotavento da topografia do sul do Brasil	RG1, RG2
	Efeito a sotavento dos Andes nas latitudes 45°S	RG3
	Interação de distúrbios transientes com o cavado estacionário gerado pelos Andes	RG1, RG2
TSM	Influência das águas quentes da Corrente do Brasil nos sistemas ao Norte de 40°S	RG1, RG2
	Influência do gradiente produzido pela confluência Brasil-Malvinas	RG1, RG2
	Anomalias positivas de TSM	RG1, RG2, RG3
	Influência do gradiente produzido entre a temperatura na superfície continental e oceânica	RG1, RG2

Os CE e AE vindos de latitudes mais elevadas transportam massas de ar mais frio para regiões subtropicais. A região localizada no cavado de onda entre dois centros de alta, que primeiro entra em contato com o ar mais quente existente no local e o substitui próximo a superfície, denomina-se Frente Fria (FF). Segundo Pezza (2003),

a propagação de ondas de frio e a formação, propagação e decaimento de ciclones e anticiclones extratropicais são fenômenos praticamente indissociáveis, e que só podem ser entendidos em sua integridade se forem analisados no mesmo contexto. Partindo da suposição de que a passagem de Frentes Frias é o principal motivo de mudanças nas condições meteorológicas do Sul e Sudeste do Brasil, Rodrigues, Franco e Sugahara (2004) elaborou uma climatologia de FF para o estado de Santa Catarina (SC) utilizando 10 anos (1990-1999) de dados da Reanálise do NCEP.

A migração dos CE e AE e sistemas frontais (Frentes Frias) associados gera alterações significativas nos campos de pressão atmosférica, vento e temperatura do ar próximos à superfície. Devido a isso, a metodologia elaborada por Rodrigues, Franco e Sugahara (2004) consistia em identificar a passagem de uma frente no campo de temperatura e vento a 10 *m* por:

- giro do vento de quadrante Norte para quadrante Sul;
- permanência do vento de Sul por pelo menos 24 *h*;
- queda de temperatura no momento do giro do vento, ou até dois dias depois, de pelo menos 0,5°C.

Ao longo dos 10 anos analisados, foram encontrados 429 casos de FF atingindo SC. Existe pouca diferença sazonal entre o número de FF detectadas, com 3 a 4 casos ocorrendo por mês com um intervalo médio de aproximadamente 8 dias entre duas passagens frontais consecutivas (o que explica fins-de-semana sequenciais com tempo ruim...). Vale destacar que o número de FF/CE encontrados é menor que o número mensal de Ciclones Extratropicais detectados na América do Sul conforme Tabela 2.1, porque nem todos os CE migram em direção ao Sul-Sudeste brasileiro. Ainda segundo Rodrigues, Franco e Sugahara (2004), no verão as frentes avançam até o litoral de São Paulo dissipando-se mais rapidamente sobre o oceano, contundo nos meses de inverno, chegam a atingir o Nordeste do Brasil.

## 2.2 Camada de Ekman

No oceano, a Espiral de Ekman é uma das teorias mais discutidas e menos observadas (WUNSCH, 1996). Apesar de serem responsáveis por grande transporte de água, correntes de Ekman têm difícil observação porque têm baixa velocidade – da ordem de centímetros por segundo – e são “mascaradas” por fluxos mais intensos gerados por gradientes de pressão (marés, ondas internas, etc) e correntes geostróficas (LENN; CHERESKIN, 2009).

Em uma expedição no Oceano Ártico conduzida entre 1893 e 1896, Fridtjof Nansen observou que o gelo se deslocava em um ângulo de 20 a 40° a direita do vento. Regressando à Noruega, pediu a Vilhelm Bjerknes para que um dos alunos desse investigasse o problema. Walfrid Ekman foi o escolhido. Partindo da teoria de Nansen, que havia concluído qualitativamente que o que estava ocorrendo era um balanço entre a tensão de cisalhamento do vento, forças de fricção e a força de Coriolis, Ekman fez mais algumas suposições:

- o fluxo ocorreria no oceano aberto e profundo, onde o atrito com os contornos e fundo não seria importante;
- coeficiente de viscosidade turbulenta vertical  $A_V$  constante;
- vento constante em direção e intensidade soprando na superfície com uma tensão cisalhante  $(\tau_x, \tau_y)$ ;
- sem gradientes horizontais de pressão  $(\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial p}{\partial y} = 0)$  e velocidade  $(\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = 0)$ ;
- escoamento permanente  $(\frac{\partial u}{\partial t} = 0)$ ;
- sem velocidade vertical  $w$ , tornado a derivada total  $\frac{du}{dt}$  igual a zero.

Com essas suposições, as Equações do Movimento (4.25 e 4.26) na horizontal se reduzem à forma abaixo, onde ocorre o equilíbrio entre a força de Coriolis e as forças

de fricção:

$$-fv = A_V \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (2.1)$$

$$+fu = A_V \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (2.2)$$

A condição de contorno na superfície é ( $z = 0$ )

$$\rho_0 A_V \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_x, \quad \rho_0 A_V \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_y \quad (2.3)$$

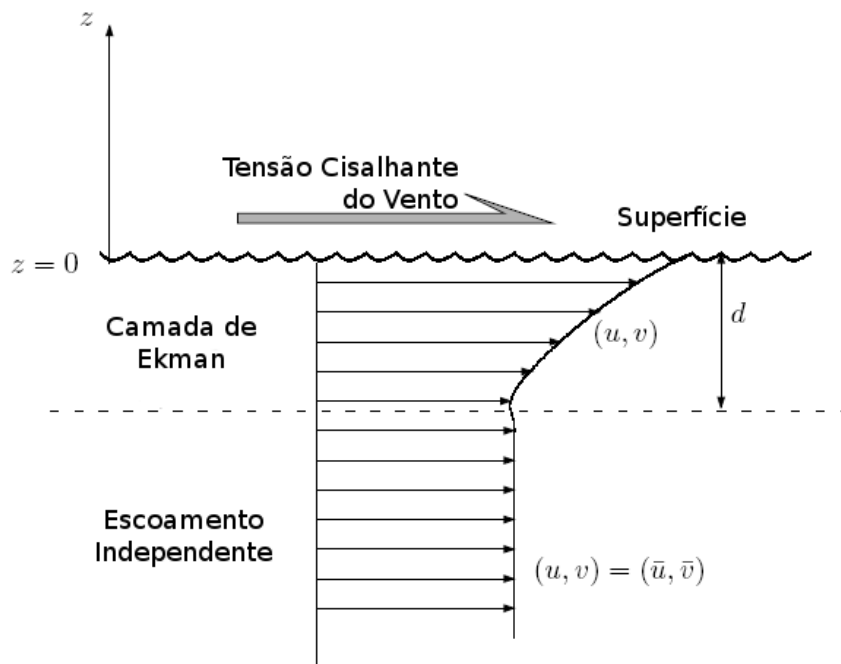
Assumindo que o escoamento está ocorrendo juntamente com um fluxo barotrópico com velocidade  $(\bar{u}, \bar{v})$ , como representado na Figura 2.4, a solução das Equações 2.1 e 2.2 é segundo Cushman-Roisin (1994) igual a

$$u = \bar{u} + \frac{\sqrt{2}}{\rho_0 f d} e^{z/d} \left[ \tau_x \cos \left( \frac{z}{d} - \frac{\pi}{4} \right) - \tau_y \sin \left( \frac{z}{d} - \frac{\pi}{4} \right) \right] \quad (2.4)$$

$$v = \bar{v} + \frac{\sqrt{2}}{\rho_0 f d} e^{z/d} \left[ \tau_x \sin \left( \frac{z}{d} - \frac{\pi}{4} \right) + \tau_y \cos \left( \frac{z}{d} - \frac{\pi}{4} \right) \right] \quad (2.5)$$

onde  $d$  é a espessura da camada de Ekman. Essa espessura é arbitrária e pode ser calculada de diversas formas (CUSHMAN-ROISIN, 1994). Segundo Pond e Pickard (1983), a profundidade  $d$  é aquela na qual o fluxo assume direção contrária ao fluxo superficial. Para maiores detalhes, a dedução completa da teoria da Espiral de Ekman pode ser vista em Pedlosky (1986). Embora muitas vezes tenham valores semelhantes, não se deve confundir a camada de Ekman com a camada de mistura. Essa depende mais do “histórico” do vento no local, enquanto aquela está associada ao vento no momento da observação, ou no máximo com algumas horas de antecedência.

Resolvendo numericamente, o perfil de correntes obtidos se assemelha a uma espiral (Espiral de Ekman), com um ângulo de  $45^\circ$  entre o vento e corrente superficial.



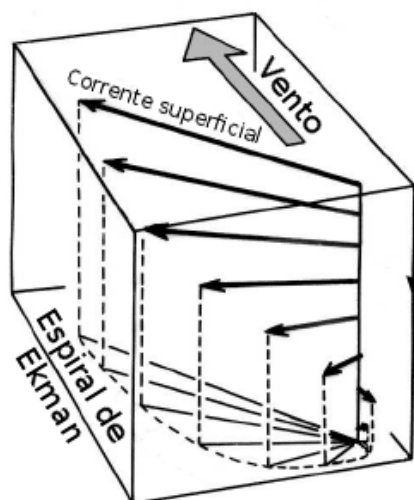
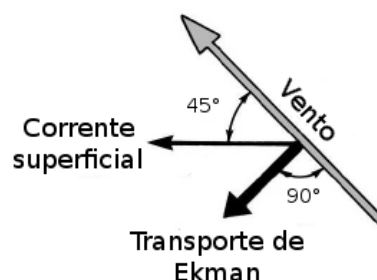
**Figura 2.4:** Camada de Ekman superficial. Adaptado de Cushman-Roisin (1994).

O sentido do giro dessa espiral depende da força de Coriolis, girando para direita (sentido horário) no Hemisfério Norte, e para esquerda (sentido anti-horário) no Hemisfério Sul (Figura 2.5(a)). A integração na vertical resulta em um transporte perpendicular à direção do vento (Figura 2.5(b)), calculado por:

$$U = \int_{-\infty}^0 u \, dz = \frac{1}{\rho_0 f} \tau_y \quad (2.6)$$

$$V = \int_{-\infty}^0 v \, dz = \frac{-1}{\rho_0 f} \tau_x \quad (2.7)$$

É preciso ressaltar que apesar do comportamento geral estar correto (giro da corrente em relação ao vento, decréscimo da velocidade com a profundidade), as suposições adotadas por Ekman, em especial a constância de  $A_V$  na vertical, divergem a solução teórica das poucas observações feitas no oceano. Considerando o talude da Bacia de

(a) *Espiral de Ekman.*(b) *Transporte de Ekman.*

**Figura 2.5:** *Espiral e Transporte de Ekman no Hemisfério Sul. Adaptado de Cushman-Roisin (1994).*

Santos em uma profundidade aproximada de 500 metros, a hipótese de que não existem contornos (margens e fundo) é razoável, em vista da distância em relação à costa (plataforma continental larga) e da profundidade local. Outra fonte de erro é assumir um vento completamente constante – algo que não ocorre nem mesmo na região dos Alísios e *Westerlies* – e um oceano sem gradientes horizontais.

Nos últimos anos cresceu o uso de ADCP – capazes de efetuar medições mais precisas e com maior resolução vertical do que correntógrafos – em campanhas de medição. Com isso alguns autores (CHERESKIN, 1995; SCHUDLICH; PRICE, 1998; PRICE; SUNDERMEYER, 1999; YOSHIKAWA et al., 2007; LENN; CHERESKIN, 2009) obtiveram perfis de correntes que se assemelham muito a espiral teórica prevista por Ekman. Infelizmente, em nenhum desses trabalhos foram utilizados dados medidos no litoral brasileiro.

As espirais de Ekman surgiram após remoção no dados medidos de correntes geradas por outras fontes além do vento local (maré, componentes geostróficas, etc). A

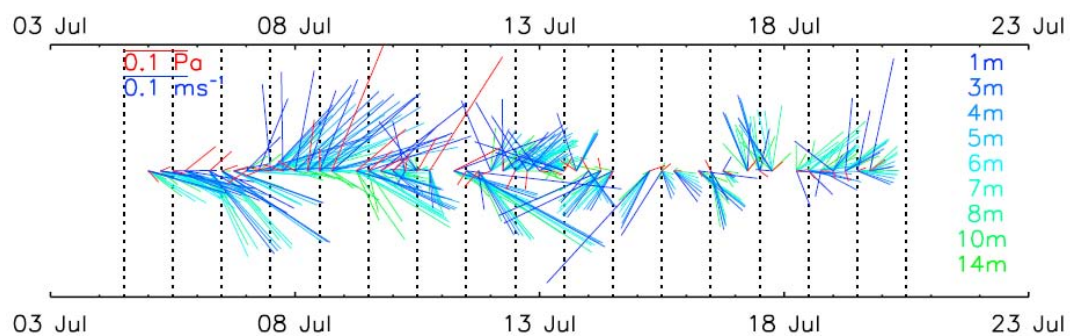


metodologia mais tradicional para remover a componente geostrófica da velocidade medida é subtrair a velocidade em uma profundidade maior do que a espessura calculada para a Camada de Ekman. Chereskin e Roemmich (1991) utilizou uma nova abordagem, em que a corrente geostrófica era calculada a partir de dados de perfis de temperatura e salinidade, e então subtraída da velocidade total. Outra metodologia inovadora foi a de Yoshikawa et al. (2007), que utilizou dados de dois ADCPs: um de 1200  $kHz$  e um de 300  $kHz$ . O de 300  $kHz$  tinha um alcance suficiente para medir a velocidade em uma profundidade na qual a influência do vento local era desprezível. O ADCP de 1200  $kHz$  garantia uma altíssima resolução vertical (0,2 m) na medição de velocidade nas camadas próximas à superfície.

Os resultados do trabalho de Yoshikawa et al. (2007) também merecem destaque porque foram obtidos a partir de apenas 17 dias de dados medidos entre 5 e 21 de julho de 2005 no Estreito Tsushima entre a Coreia e Japão. Como esse estudo se propõe a analisar a influência da passagem de Frente Frias nas correntes da camada de Ekman na Bacia de Santos, sendo que esses eventos têm duração máxima de alguns dias, analisar uma metodologia capaz de separar a corrente devido ao vento dispondo de um período relativamente curto de medição é de fundamental importância. Outros autores (CHERESKIN, 1995; LENN; CHERESKIN, 2009) conduziram suas análises utilizando médias de velocidade medidas durante vários meses, sob ação do vento dominante nas regiões de estudo. Esses mesmos autores relataram que a profundidade máxima da Espiral de Ekman (EK) observada era significativamente menor que a prevista pela teoria. A teoria de Ekman assume um coeficiente vertical de viscosidade turbulenta  $A_V$  constante. Mas na realidade  $A_V$  é função da profundidade, das características do fluxo e do meio e de outros fatores, de uma forma ainda não completamente compreendida – daí a dificuldade em estimá-lo *in situ* mesmo dispondo de medições de temperatura, salinidade, velocidade, etc. Price, Weller e Pinkel (1986) afirma que variações diárias na estratificação e  $A_V$  resultam em uma espiral menos espessa do que na teoria. Extrapolando essa afirmação para as estações do ano, conclui-se que no verão, quando a incidência de radiação de onda curta é máxima e a estratificação é intensificada dificultando a mistura vertical e troca que quantidade de movimento, a EK terá uma menor

profundidade. No inverno, período onde ocorrem ventos mais fortes e a camada de mistura atinge seu máximo, a EK também será máxima. Schudlich e Price (1998) identificou  $A_V$  de  $6 \times 10^{-3} m^2/s$  com profundidade da espiral em torno de 12 m no verão, e no inverno,  $2,5 \times 10^{-2} m^2/s$  com profundidade de 25 m. Além da variabilidade do perfil vertical de  $A_V$ , sua variabilidade sazonal pode explicar porque os estudos mencionados que utilizaram médias de vários meses de medição encontraram profundidades menores para Espiral de Ekman.

Retornando ao trabalho de Yoshikawa et al. (2007), na etapa inicial de processamento dos dados, a componente do escoamento geostrófico interno (medida pelo ADCP de 300 kHz) era subtraída da velocidade medida nas camadas superficiais pelo ADCP de 1200 kHz, restando uma velocidade independente do escoamento mais profundo. Daqui em diante essa velocidade será chamada de velocidade relativa. A bóia onde os ADCPs estavam instalados não possuía anemômetro, por isso o vento local teve de ser obtido a partir de resultados do modelo atmosférico descrito em detalhes em Onogi et al. (2007). A Figura 2.6 mostra em vermelho, o vetor da tensão de cisalhamento em Pascal calculada a partir do vento modelado e em azul e verde, as correntes relativas em metros por segundo obtidas a partir da remoção da corrente geostrófica interna das velocidades medidas pelo ADCP de 1200 kHz. As profundidades de medição são indicadas na parte direita da Figura.



**Figura 2.6:** Tensão de cisalhamento do vento (em vermelho) e velocidade relativa entre as profundidade de 1 e 14 m entre 05 e 21 de Julho de 2005. Fonte: Yoshikawa et al. (2007).

Nota-se uma tendência da corrente superficial estar em um ângulo à direita do vento, e esse ângulo aumentar com o acréscimo na profundidade, comportamento esperado para um escoamento na Camada de Ekman no Hemisfério Norte. Contudo, analisando os períodos de 7 a 8 e 15 a 20 de Julho observa-se que tensões de cisalhamento relativamente semelhantes geram correntes muito diferentes. Isso evidencia que outras componentes além do vento local tem uma participação importante na corrente relativa calculada. Fontes prováveis para esses componentes são a velocidade orbital devido a ondas de gravidade (especialmente durante swell), ondas de Kelvin, “sobras” da corrente geostrófica interna removida, maré, etc. Em médias de longo período, é esperado que essas componentes sejam reduzidas (SCHUDLICH; PRICE, 1998), no entanto, com apenas 17 dias de dados medidos, uma outra forma tem de ser encontrada para “filtrar” a corrente medida deixando apenas a corrente devido a Ekman.

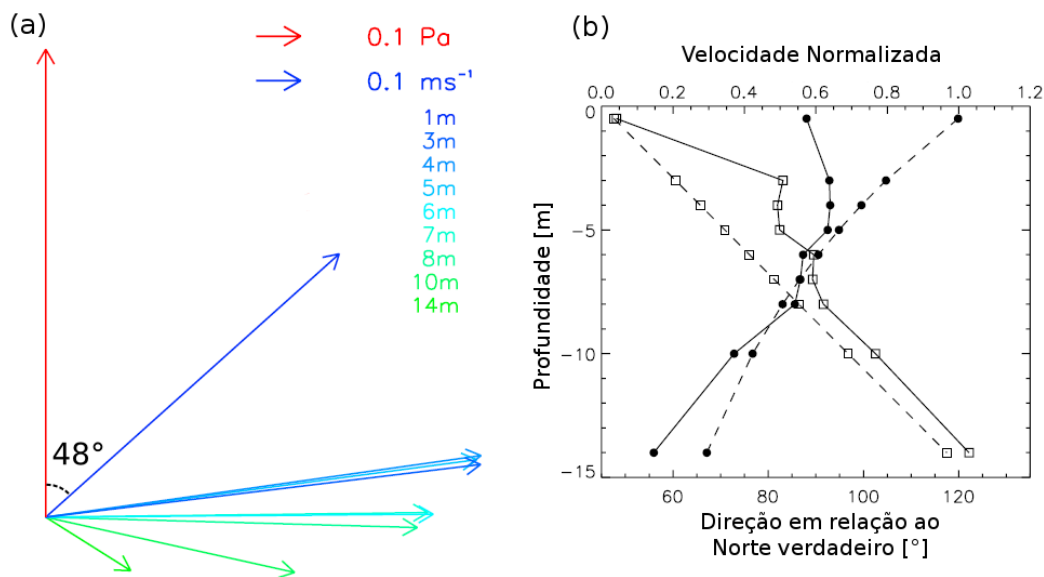
Para isso foi utilizada a técnica de Análise de Componentes Principais (PCA). Com essa técnica é possível identificar qual a covariância entre as variáveis do sistema, ou seja, quanto uma variável varia em relação a outra. Yoshikawa et al. (2007) foi capaz de separar a variância da corrente devido ao vento da variância devido a outras fontes, quaisquer sejam elas. Após a remoção da corrente geostrófica interna, o vento é a componente mais importante no sistema. Portanto, o modo mais energético calculado pela PCA, que explica a maior variância no dados, está relacionado com o vento. Esse modo é mostrado na Figura 2.7. A velocidade de corrente no 1º modo representa a componente da corrente relativa covariando com o vento. Quase a totalidade da variância do sistema (95,8%) é explicada pelo 1º modo. O perfil de correntes do 1º modo se assemelha muito a uma espiral, como demonstra a Figura 2.7(a). A representação segue os mesmos padrões da Figura 2.6. Na Figura 2.7(b) é feita uma comparação entre a velocidade (círculos cheios) e direção (quadrados vazados) do 1º modo (linha contínua) e aquelas obtidas a partir da teoria clássica de Ekman (linha tracejada), assumindo um coeficiente vertical de viscosidade turbulenta de  $5 \times 10^{-3} m^2/s$ . O ângulo entre o vento e a corrente superficial ( $48^\circ$ ) no 1º modo é extremamente próximo ao  $45^\circ$  previsto por Ekman. Obviamente, uma solução teórica assumindo  $A_V$  constante, é mais bem comportada do que dados medidos *in-situ*, que estão sujeitos a erros na medição e no processo de fil-

tagem. Por isso ocorrem pequenas diferenças entre as curvas teóricas e experimentais. A diferença mais relevante ocorre na velocidade da corrente medida na superfície, que é praticamente metade da velocidade teórica. Essa diferença é explicada fisicamente pela ação de ondas de gravidade na superfície, que aumentam a turbulência. Como o efeito das ondas diminui com o aumento da profundidade, a diferença entre as curvas também se reduz. Ao contrário de outros autores (CHERESKIN, 1995; LENN; CHERESKIN, 2009) que relataram espirais mais rasas do que na teoria, a profundidade da espiral teórica e medida foi muito similar. Provavelmente isso ocorreu devido aos ventos intensos registrados entre 8 e 15 de Julho (Figura 2.6), que aumentaram a mistura vertical próxima a superfície e conseqüentemente reduziram a estratificação, que é o principal motivo para o achatamento da espiral (PRICE; WELLER; PINKEL, 1986).

Como no presente estudo, além de análises de dados medidos, também são feitos testes numéricos utilizando resultados de modelo, vale destacar novamente que Yoshikawa et al. (2007) alcançou esses excelentes resultados também utilizando vento calculado por modelo atmosférico.

Também é importante ressaltar que testes preliminares haviam indicado que a maior covariância entre vento e corrente estava em eventos defasados em 11 horas. Por exemplo, as correntes medidas às 12:00 tem maior correlação com o vento que estava soprando às 01:00. A PCA que deu origem à Figura 2.7 foi feita considerando essa defasagem de 11 horas nas medições. Segundo Thorpe (2005), o equilíbrio de Ekman é atingido se o vento soprar por, pelo menos, um período semelhante ao período inercial do local. O que é condizente com o esperado, afinal a corrente de Ekman é gerada devido ao equilíbrio geostrófico entre a tensão de cisalhamento causada pelo vento e a força de Coriolis. A medição foi feita na latitude  $34,175^{\circ}\text{N}$  (e longitude  $129,75^{\circ}\text{E}$ ), o período inercial é aproximadamente 21 horas. Portanto é curioso que a maior correlação esteja em 11 e não próxima de 21 horas.

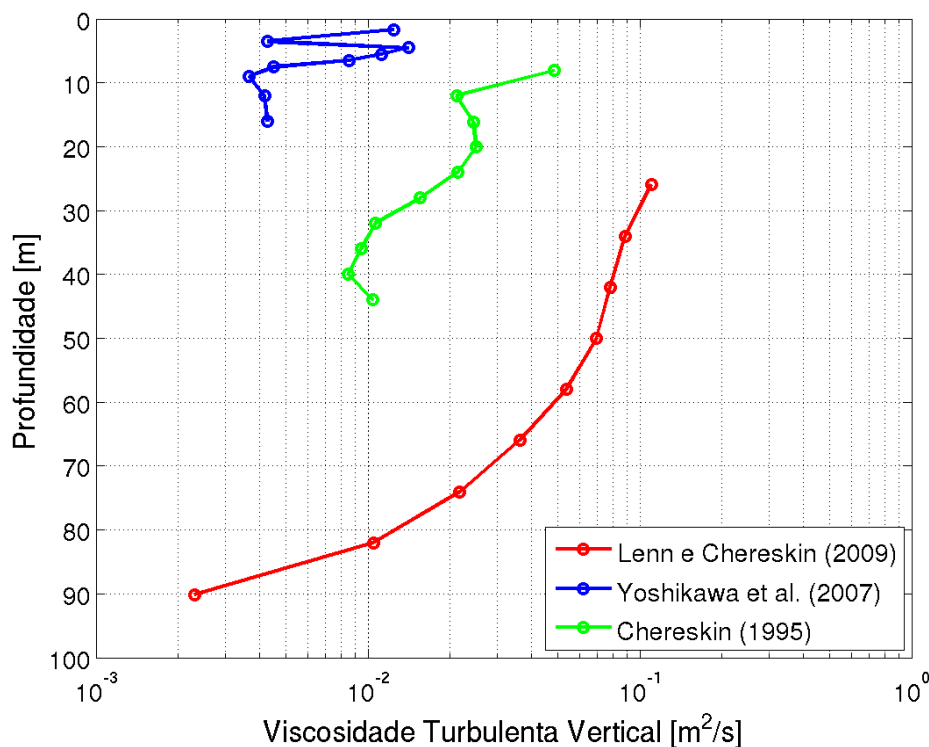
Conhecendo o cisalhamento vertical da corrente, é possível estimar um valor para o coeficiente vertical de viscosidade turbulenta  $A_V$ . Entretanto muitas incertezas ainda existem sobre qual a ordem de grandeza de  $A_V$ , como varia com a profundidade ou



**Figura 2.7:** (a) Tensão de cisalhamento e corrente relativa do 1º modo da Análise de Componentes Principais. O mesmo padrão de representação da Figura 2.6 é utilizado. (b) Comparação de velocidade (círculos cheios) e direção (quadrados vazados) do 1º modo (linha contínua) e aquelas obtidas a partir da teoria clássica de Ekman (linha tracejada), assumindo um coeficiente vertical de viscosidade turbulenta de  $5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ . Fonte: Yoshikawa et al. (2007).

devido a passagem de ondas de gravidade, etc. A viscosidade turbulenta é função do escoamento e não do meio, sendo maior em escoamentos mais turbulentos. A Figura 2.8 apresenta perfis de  $A_V$  inferidos a partir de medições. Analisando a Figura é possível extrair algumas hipóteses. Nota-se um comportamento similar das três curvas:  $A_V$  é maior na superfície e diminui com o aumento da profundidade. Isso é condizente com o esperado porque o fluxo próximo a superfície é mais turbulento do que o fluxo mais profundo devido a influência do vento e ondas de gravidade. Os valores de  $A_V$  variam em geral entre  $O(10^{-3}) \text{ m}^2/\text{s}$  e  $O(10^{-1}) \text{ m}^2/\text{s}$ . A linha azul foi gerado por Yoshikawa et al. (2007) utilizando 17 dias de medições com um vento relativamente forte ( $\approx 10 \text{ m/s}$ ). Na linha verde foram utilizadas médias de 6 meses de medições com vento médio de  $7 \text{ m/s}$  (CHERESKIN, 1995) medido em  $37,1^\circ \text{N}$ ,  $127,6^\circ \text{W}$ . Apesar do vento ser mais intenso em Yoshikawa et al. (2007), Chereskin (1995) apresenta valores mais elevados de  $A_V$  (e uma profundidade limite consideravelmente maior). O que evidencia a influência de

outros fatores em  $A_V$ , além de apenas a turbulência introduzida pelo vento. Os valores elevados de Lenn e Chereskin (2009) (linha vermelha) são justificados pela medição ter sido feita na Passagem de Drake, local sob influência dos ventos fortes de Oeste.

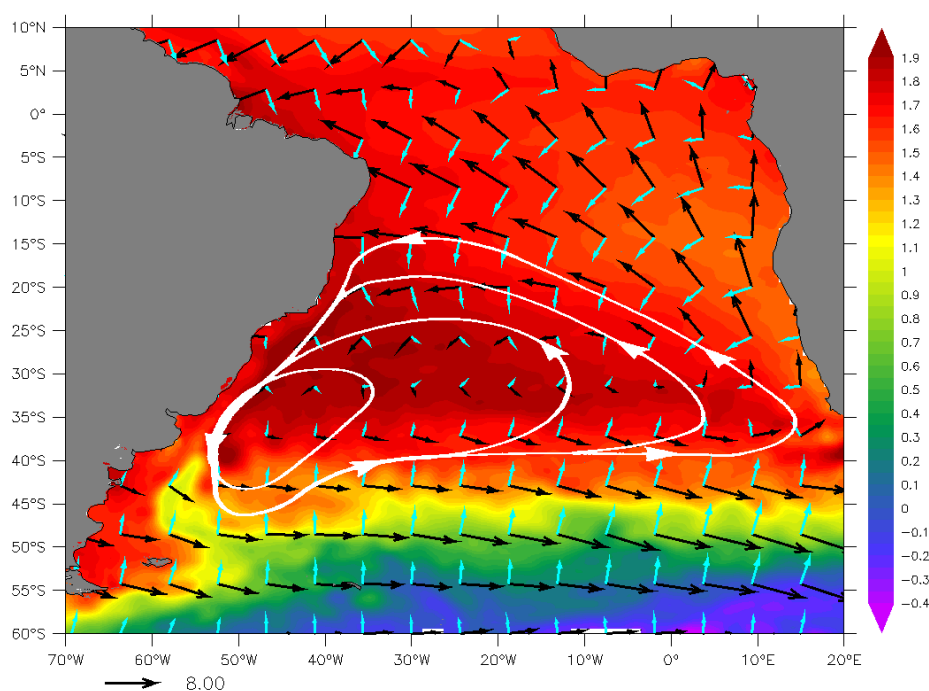


**Figura 2.8:** Perfis de viscosidade turbulenta vertical calculados a partir do cisalhamento de correntes medidas: Chereskin (1995) em verde, Yoshikawa et al. (2007) em azul e Lenn e Chereskin (2009) em vermelho.

## 2.3 Circulação de Larga Escala no Atlântico Sul

Os giros subtropicais existentes em latitudes médias nos oceanos são consequência do sistema composto pelos ventos Alísios e *Westerlies*. O atrito entre esses sistemas atmosféricos e o oceano gera uma tensão cisalhante na interface ar-água. Devido ao transporte de Ekman a água é deslocada em um ângulo de 90° para esquerda/direita em relação ao vento no Hemisfério Sul/Norte. Esse comportamento pode ser obser-

vado na Figura 2.9, onde os vetores em preto representam a intensidade e direção do vento a 10 m de altura. O campo de vento é uma média climatológica anual calculada a partir de 10 anos de dados da Reanálise II do NCEP. A direção do transporte de Ekman é representada qualitativamente pelos vetores em ciano. Nota-se que devido à orientação dos ventos Alísios e de Oeste, ocorre convergência do transporte em uma região entre 55°W-10°E e 35°S-15°S. Essa convergência gera elevação do nível do mar, que está representada na Figura 2.9 pela escala de cores em metros. O campo de SSH é uma média entre os anos 2004 e 2008, foi elaborado a partir de dados medidos por diferentes satélites altimétricos (Jason-1/2, Envisat, GFO, ERS-1/2 e Topex/Poseidon) e distribuídos por SSALTO/DUACS (*Segment Sol multimissions d'ALTimétrie, d'Orbitographie et de localisation précise*) e AVISO (*Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data*) (CLS, 2004).



**Figura 2.9:** Representação esquemática do Giro Subtropical do Atlântico Sul em branco. Vetores em preto indicam intensidade e direção do vento a 10 m de altura em metros por segundo, vetores em ciano indicam direção do transporte de água causado pelo vento e escala de cores representa a elevação absoluta da superfície do mar em metros.

Ekman deduziu sua teoria assumindo um oceano sem gradiente horizontais, mas como a Figura 2.9 demonstra não é isso o que ocorre na realidade, pois ocorre empilhamento de água no centro do giro subtropical. Devido as escalas espaciais e temporais envolvidas, a força de Coriolis atua desviando para esquerda o fluxo devido ao gradiente de pressão, resultando no Giro Subtropical mostrado esquematicamente em branco. À essa combinação do transporte de Ekman e fluxo geostrófico resultante se denomina transporte de Sverdrup, em homenagem ao oceanógrafo escandinavo H.U. Sverdrup. Os escoamentos permanentes que compõem o Giro Subtropical no Atlântico Sul são a Corrente Sul Atlântica na borda Sul, Corrente de Benguela na borda Leste, Corrente Sul Equatorial (SEC) na borda Norte e fechando o giro, a Corrente do Brasil (CB) na borda Oeste.

Observa-se na Figura 2.9 que o Giro não é simétrico: o escoamento na borda Leste é lento e largo, enquanto na borda Oeste é intenso e estreito. Em 1948, H.M. Stommel identificou que isso ocorria devido ao atrito com a costa. O vento introduz vorticidade relativa ( $\zeta$ ) positiva ( $\odot$ ) no sistema. Como o giro não está acelerando, essa vorticidade é compensada apenas pela vorticidade negativa ( $\ominus$ ) devido ao cisalhamento com a costa na borda Oeste, considerando que a vorticidade planetária introduzida com o deslocamento para altas latitudes na borda Oeste e retirado com o deslocamento na direção do equador na borda Leste. O atrito gerado em um giro simétrico não seria suficiente, mas uma corrente Oeste mais intensa e estreita – como as encontradas na Natureza – aumenta  $\zeta$  em uma ordem de grandeza (BROWN et al., 2004) e garante o equilíbrio do sistema. A isso se denomina Intensificação de Borda Oeste, são exemplos a Corrente do Golfo (CG) no Atlântico Norte, Corrente de Kuroshio no Pacífico Norte, Corrente das Agulhas no Índico e Corrente do Brasil no Atlântico Sul.

### **2.3.1 Circulação na Margem Continental Brasileira**

A Corrente do Brasil é a Corrente de Contorno Oeste do Giro Subtropical do Atlântico Sul. Segundo Peterson e Stramma (1991), em aproximadamente 10°S ocorre uma bifurcação do ramo Sul da Corrente Sul Equatorial (CSE), dando origem à Corrente do

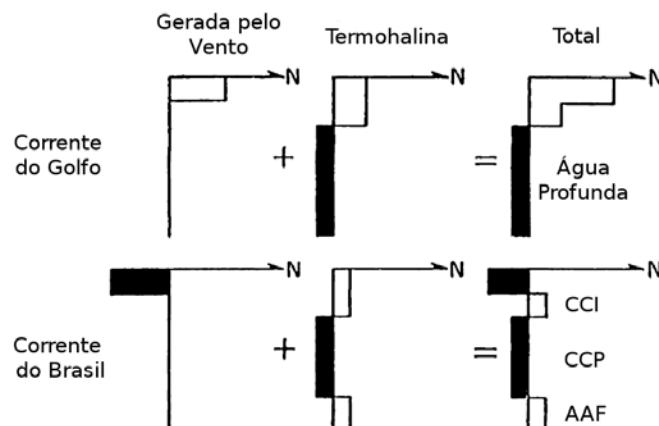


Brasil (CB) e Corrente Norte do Brasil (CNB). No entanto, Soutelino (2008) analisando dados de CTD e ADCP de casco medidos pela Operação Oceano Leste II realizada pela Marinha do Brasil no verão de 2005, identificou coordenadas distintas. Em superfície a CB se origina ao Norte de  $10^{\circ}\text{S}$  ainda distante da costa. A origem enquanto Corrente de Contorno Oeste foi identificada em 150 m de profundidade na latitude  $14,5^{\circ}\text{S}$ . Após isso a CB flui para o Sul sobre o Talude Continental até confluir com a Corrente das Malvinas entre  $33^{\circ}$ - $38^{\circ}\text{S}$  e se distanciar da costa contribuindo para a Corrente do Atlântico Sul.

A CB é responsável por fechar o transporte de Sverdrup gerado pelo vento no Atlântico Sul, da mesma forma que a CG no Atlântico Norte. Contudo, apesar da similaridade entre os sistemas eólicos no Atlântico Sul e Norte, medições indicam que a CG é significativamente mais intensa que a CB (ZEMBA, 1991). Segundo Stommel (1965), isso ocorre devido a componente termohalina da circulação estar no mesmo sentido da circulação de Sverdrup na CG, mas em sentido contrário na CB. Essas correntes termohalinas são formadas devido à convecção que ocorre em altas latitudes e constituem o *Conveyor Belt*. Uma representação esquemática da explicação proposta por Stommel (1965) é mostrada na Figura 2.10. No caso da CG, da superfície até uma profundidade intermediária as componentes devido ao vento e termohalina se somam. Mas na CB, as componentes têm sentido inverso, o que “enfraquece” a corrente nos níveis superficiais e gera uma Corrente Intermediária com sentido inverso à Corrente de Contorno.

Essa inversão no sentido do escoamento dificulta até mesmo definir o que é a Corrente do Brasil. Utilizando o argumento cinemático de que uma corrente é formada por todo fluxo em uma mesma direção, Zemba (1991) propôs definir a CB como a soma de todo escoamento com componente meridional negativo, da superfície até o leito oceânico. Contudo, segundo Rossi-Wongtschowski e Madureira (2006) a definição mais aceita – e que será usada nesse trabalho – é de que a CB é composta pelos fluxos de Água Tropical e Água Central do Atlântico Sul.

O escoamento na margem continental Sul-Sudeste do Brasil é composto pelo transporte de diversas massas de água. Elas são classificadas de acordo com suas pro-



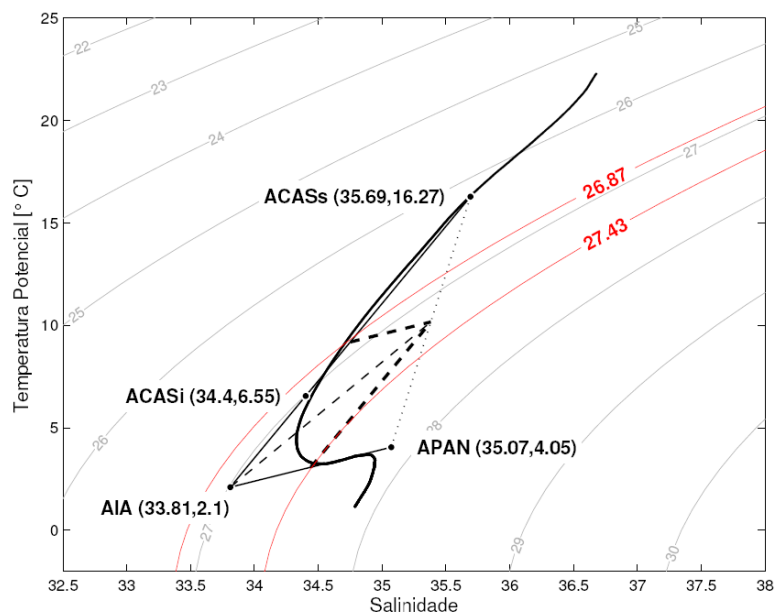
**Figura 2.10:** Explicação de Stommel (1965) para diferenças entre Corrente do Brasil e Corrente do Golfo. Adaptado de Zemba (1991).

priedades de temperatura, salinidade, nutrientes e oxigênio dissolvido. Estão organizadas da seguinte forma: Água Tropical (AT) e Água Central do Atlântico Sul (ACAS) fluindo para o Sul sobre a Água Intermediária Antártica (AIA) fluindo para o Norte. Abaixo da AIA, está a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) fluindo para o Sul e finalmente a Água Antártica de Fundo (AAF) (GONÇALVES, 2000). Ainda podem ser consideradas a Água Circumpolar Superior (ACS) e Água Circumpolar Inferior (ACI) (SILVEIRA, 2006).

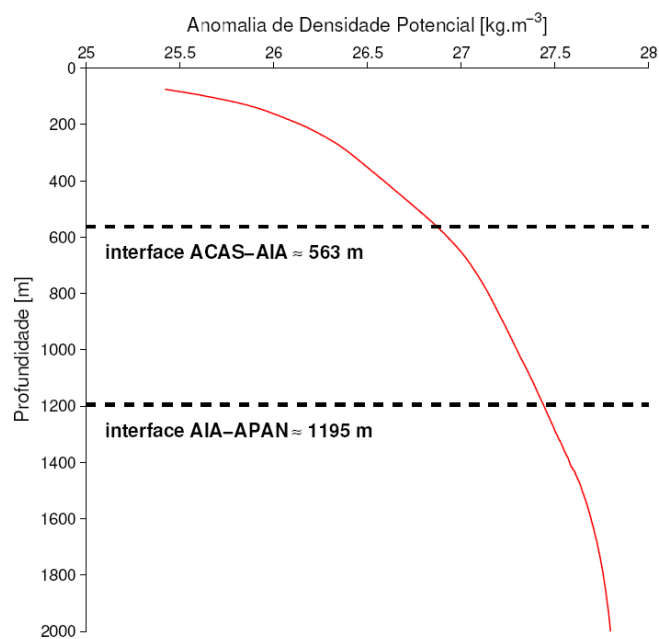
A Figura 2.11(a) apresenta as características de Temperatura, Salinidade e Densidade (linhas isopicnais de  $\sigma_\theta$  em cinza) das principais massas da água na Região da Corrente do Brasil. A AT ocupa a superfície do Atlântico Sul (AS) Tropical, tendo temperatura superior a 20°C e salinidade superior a 36. É formada em regiões de alta evaporação no AS e transportada para Sul pela CB. A ACAS é bem definida por apresentar um relação quase linear entre os pontos T-S iniciais e finais. Ela se forma na Região da Convergência Subtropical do AS, passa a fazer parte do Giro Subtropical, recebe contribuições de águas com características similares trazidas do Índico pelos vórtices da Corrente das Agulhas (SPRINTALL; TOMCZAK, 1993) e atinge a costa da América

do Sul transportada pela SEC. A AIA é formada no extremo Sul pela transformação das águas em contato com a atmosfera, onde tem temperatura da ordem de  $2,2^{\circ}\text{C}$  e salinidade ao redor de 33,8 (GONÇALVES, 2000). Segundo Zemba (1991), ela se desloca para Norte e – da mesma forma que a ACAS – passa a fazer parte do Giro Subtropical. Quando novamente atinge a América do Sul, se bifurca na Bacia de Santos em torno de  $25^{\circ}\text{S}$  (MÜLLER et al., 1998; STRAMMA; ENGLAND, 1999). Finalmente, a APAN se forma na região do Mar de Labrador ( $60^{\circ}\text{N}$ ,  $55^{\circ}\text{W}$ ), apresenta temperaturas entre  $3$  e  $4^{\circ}\text{C}$ , salinidade entre 34,6 e 35, fluindo em direção Sul. Utilizando dados da Operação Oceano Sudeste realizada pela Marinha do Brasil na Bacia de Santos, Mattos (2006) identificou os seguintes valores de separação entre massas de água: a interface entre AT e ACAS está em  $\sigma_{\theta} = 25,70\text{kg.m}^{-3}$ , entre ACAS e AIA está em  $\sigma_{\theta} = 26,87\text{kg.m}^{-3}$  e  $\approx 563\text{ m}$  de profundidade e entre AIA e APAN,  $\sigma_{\theta} = 27,44\text{kg.m}^{-3}$  e  $\approx 1195\text{ m}$ . As profundidades das interfaces e espessuras aproximadas de cada camada podem ser vistas na Figura 2.11.

Os principais escoamentos na margem continental brasileira são apresentados na Figura 2.12. Em nível superficial (0 a  $150\text{ m}$  de profundidade) a CSE se bifurca dando origem à Corrente do Brasil fluindo para Sul em  $14,5^{\circ}\text{S}$  e à Corrente Norte do Brasil fluindo para Norte. Nesse nível a massa de água transportada é a Água Tropical, representada em vermelho na Figura 2.12. No entanto, segundo Stramma e England (1999), a profundidade da bifurcação da CSE varia em latitude, sendo mais profunda ao Sul. Devido a isso, em nível picnoclínico ( $150$  a  $500\text{ m}$ ), a CB e CNB recebem uma nova contribuição da CSE em  $20^{\circ}\text{S}$  na forma de Água Central do Atlântico Sul (representada em verde). Em  $25^{\circ}\text{S}$  ocorre uma nova bifurcação, dessa vez em nível intermediário ( $500$  a  $1000\text{ m}$ ). A parte do aporte de Água Intermediária Antártica (representada em azul) que escoar para o Sul aumenta ainda mais a espessura da CB, enquanto a parte que escoar para Norte passa a ser denominada Sub-Corrente Norte do Brasil (SNB) com o aporte de ACAS em  $20^{\circ}\text{S}$ . Quando a SNB atinge  $10^{\circ}\text{S}$  e encontra a AT fluindo para Norte, todo o escoamento entre a superfície e o nível intermediário passa a ser denominado apenas como Corrente Norte do Brasil. Finalmente, o escoamento mais profundo e independente da CSE é o da APAN. Entre  $1500$  e  $3000\text{ m}$  de profundidade o fluxo da APAN



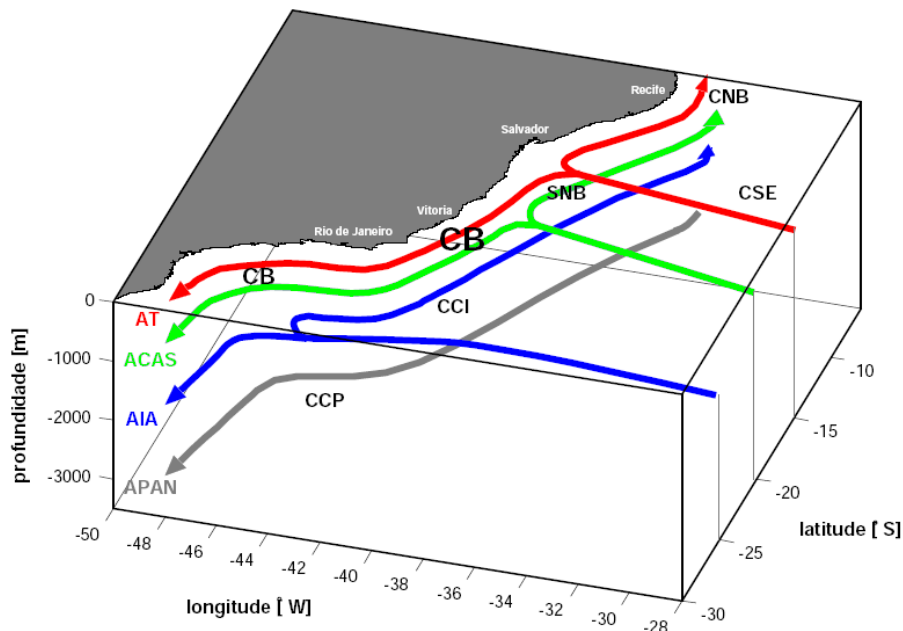
(a) Diagrama T-S representativo da região da Corrente do Brasil.



(b) Profundidade de interface entre massas da água na Corrente do Brasil.

**Figura 2.11:** Características das massas da água na região da Corrente do Brasil (Bacia de Santos). Fonte: Mattos (2006).

(representado em cinza) em direção Sul se da de forma organizada sendo conhecido como Corrente de Contorno Profunda (SOUTELINO, 2008).



**Figura 2.12:** Síntese do escoamento do sistema de correntes de contorno oeste ao longo da margem continental brasileira, de acordo com os padrões esquemáticos de grande escala de Stramma e England (1999). São representadas a Corrente Sul Equatorial (CSE), Corrente do Brasil (CB), Corrente Norte do Brasil (CNB), Sub-corrente Norte do Brasil (SNB), Corrente de Contorno Intermediária (CCI) e Corrente de Contorno Profunda (CCP). As massas da água transportadas são Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA) e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN). Fonte: Soutelino (2008).

### 2.3.2 Transporte da Corrente do Brasil

Medições diretas da velocidade de corrente ainda são escassas no Brasil. A primeira foi realizada por Evans e Signorini (1985) utilizando um perfilador PEGASUS na região do Banco de Abrolhos e Cadeia Vitória-Trindade. O segundo exemplo ocorreu 13 anos depois, quando Müller et al. (1998) utilizou correntômetros em linhas de fundeio. Na última década a Marinha do Brasil vem equipando seus navios hidrográficos com ADCP

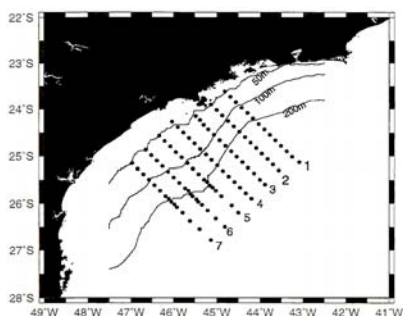
de casco, porém a grande maioria de estimativas de velocidade e transporte da Corrente do Brasil foi feita utilizando o Método Dinâmico desenvolvido por J.W. Sandström e B. Helland-Hansen em 1903. Detalhes do método são dados em Pond e Pickard (1983). Vale destacar que tendo perfis verticais de temperatura e salinidade em duas estações oceanográficas  $A$  e  $B$  e assumindo uma profundidade de referência  $Z_R$  com uma velocidade horizontal  $V_R$  em um ponto entre  $A$  e  $B$ , é possível obter o cisalhamento vertical da velocidade  $dV/dZ$  e com isso obter a velocidade geostrófica em qualquer outra profundidade  $Z$  relativa a  $V_R$ . O problema está em como obter  $V_R$  para então calcular as velocidades absolutas em outras profundidades.

Na falta de dados medidos de corrente, a abordagem clássica é escolher uma profundidade onde assume-se que não existe movimento ( $V_R = 0$ ). Normalmente considera-se como nível de referência a interface entre a base da CB (ACAS) e o limite superior da CCI (AIA), onde em teoria o cisalhamento vertical das correntes em sentidos opostos geraria as menores velocidades. Entretanto, mesmo que a velocidade na interface fosse realmente nula, a profundidade das correntes é influenciada pela latitude, sazonalidade, fenômenos de mesoescala, etc. Conforme a Tabela 2.3 demonstra, nas diversas análises já feitas uma grande variedade de profundidades de referência já foram utilizadas, resultando em velocidades máximas e transporte de volume muito diferentes para uma mesma latitude. Na Tabela 2.3, pode-se identificar os estudos que utilizaram o Método Dinâmico assumindo o nível de referência nulo (Método Dinâmico Clássico - MDC) pelo valor de profundidade na segunda coluna. Dados de profundidade estão em metro, velocidade em metro por segundo e transporte em Sverdrup ( $10^6 m^3/s$ ).

Além dos já citados Evans e Signorini (1985) e Müller et al. (1998), alguns outros autores empregaram metodologias diferentes da MDC. Lima (1997) foi o pioneiro no uso da versão seccional do POM (*Princeton Ocean Model*) no cálculo do transporte da CB entre Cabo Frio e Cabo São Tomé. O modelo hidrodinâmico POM, originalmente desenvolvido por Blumberg e Mellor (1987) para aplicações realísticas no Oceano tridimensional foi alterado por Allen, Newberger e Federiuk (1995) para cálculos seccionais. A partir de um campo de massa obtido da interpolação de dados de CTD, o

modelo calcula o campo de velocidade baroclínica que melhor se ajusta aos dados. A principal vantagem em relação ao MDC é que não é preciso escolher um nível de referência. Com isso diminuem as chances de erros devido a escolhas incorretas do nível de não movimento e as velocidade baroclínicas obtidas são absolutas e não relativas ao nível escolhido. Soutelino (2005) e Silveira (2006) são outros exemplos de autores que utilizam o POM Seccional no cálculo do transporte da CB. Soutelino (2008) iniciou no Brasil o uso do Método Dinâmico Referenciado (MDR), onde utilizou uma velocidade  $V_R$  conhecida – medida por ADCP de casco – no cálculo das velocidades e transporte da CB em 10,5°, 17° e 19°S. Observa-se na Tabela 2.3 que para latitude de 19°S os transportes calculados pelo MDC e POM Seccional foram mais próximos entre si do que o obtido com o MDR.

Como esse estudo é focado na Baía de Santos, é válido destacar em separado o trabalho de Gonçalves (2000), que utilizou dados medidos por CTD no projeto Circulação Oceânica da Região Oeste do Atlântico Sul (COROAS). Empregando o MDC com nível de movimento nulo de 700 m, Gonçalves (2000) obteve os valores de transporte em Sverdrup apresentados na Figura 2.13. Observa-se pouca influência da sazonalidade e um aumento de aproximadamente 100% no transporte entre a Radial 1 e 5, provavelmente devido ao aporte de ACAS.



Radial	Verão1993	Inverno1993	Verão1994
1	4,4	5,0	5,0
2	5,2	6,6	6,6
3	6,7	6,6	6,6
4	7,7	9,4	9,4
5	9,3	9,9	9,9

**Figura 2.13:** Transporte da Corrente do Brasil na Baía de Santos em Sverdrup para radiais do Projeto COROAS calculado pelo Método Dinâmico Clássico assumindo como nível de não movimento a profundidade de 700 m. Fonte: Gonçalves (2000).

**Tabela 2.3:** Estimativa de transporte de volume e velocidade máxima da Corrente do Brasil, entre 10°S e 31°S. Adaptada de Rossi-Wongtschowski e Madureira (2006) e atualizada.

Latitude (S)	Profundidade de Referência (m)	Transporte de Volume (Sv)	Velocidade Máxima ( $ms^{-1}$ )	Referência
9°-13°	390-510	4,1	0,31	Stramma <i>et al.</i> (1990)
10°30'	MDR	1,7	0,25	Soutelino (2008)
15°	470-530	6,0	0,16	Stramma <i>et al.</i> (1990)
17°	MDR	2,8	0,58	Soutelino (2008)
19°	500	6,5	0,72	Miranda & Castro (1981)
19°	500	5,3	0,50	Evans <i>et al.</i> (1983)
19°	POMsec	5,1	0,6	Soutelino (2005)
19°	MDR	2,8	0,45	Soutelino (2008)
19°25'	470-640	5,7	0,19	Stramma <i>et al.</i> (1990)
20°3'	590-630	1,6	0,24	Stramma <i>et al.</i> (1990)
20°28'	500/1000	3,8/6,8	0,52	Evans <i>et al.</i> (1983)
21°40'	500	4,4	0,61	Evans <i>et al.</i> (1983)
22°	500-1300	5,2	0,19	Signorini (1978)
22°30'	POMsec	5,5	-	Lima (1997)
23°	500-1300	4,4	0,52	Signorini (1978)
23°	550	2,2/2,7	0,49	Miranda & Castro (1979a)
23°	Pégasus	11	0,50	Evans & Signorini (1985)
23°	Pégasus	6	0,70	Garfield (1990)
23°	600/1300	10,1/10,9	-	Stramma (1989)
23°30'	500-1300	8,0	0,75	Signorini (1978)
24°	1300	7,5	0,25	Fisher (1964)
24°	500-1300	14,0	0,62	Signorini (1978)
24°	500/1000	4,1/7,8	0,31	Evans <i>et al.</i> (1983)
24°	600/1300	9,4/10,1	-	Stramma (1989)
24°	Correntômetro	1,3	-	Müller <i>et al.</i> (1998)
24°30'	500-1300	13,2	0,68	Signorini (1978)
25°	750	7,3	0,60	Campos <i>et al.</i> (1995)
28°	Correntômetro	16	-	Müller <i>et al.</i> (1998)
28°-30°	1550-1600	11,4	0,70	Fisher (1964)
31°	Pégasus	18	0,80	Garfield (1990)
32°	1700	14,7	0,34	Fisher (1964)
32°	1000	13	-	Evans <i>et al.</i> (1983)
32°	1600	19,2	-	Stramma (1989)

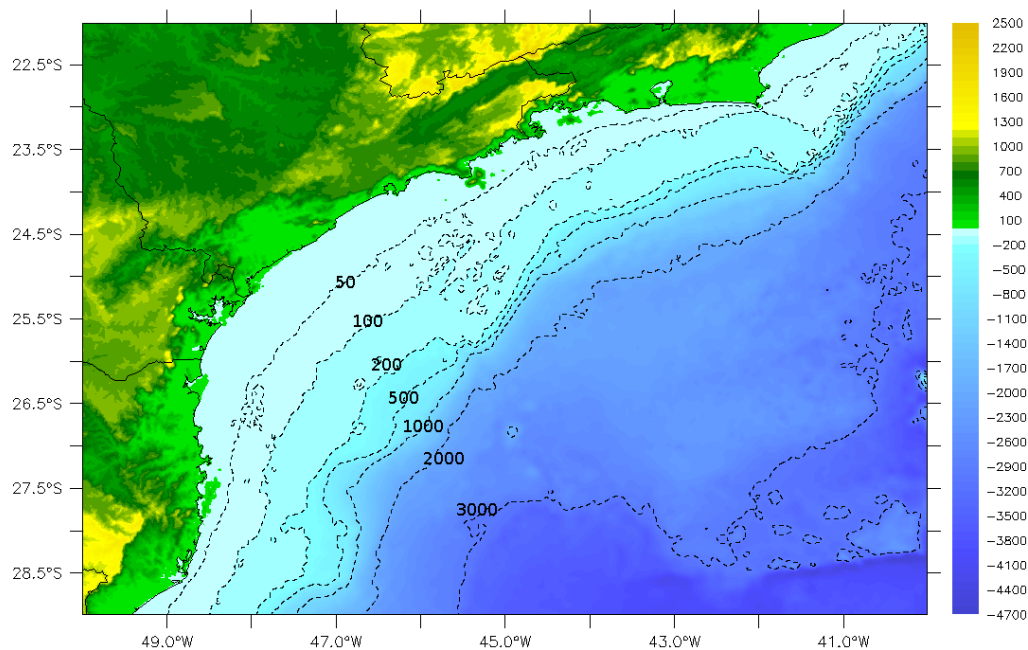


## 2.4 Circulação gerada por Forçantes Atmosféricos locais na Bacia de Santos

A Bacia de Santos (BS) é definida como a área oceânica delimitada ao Norte por Cabo Frio (23°S) no Rio de Janeiro, ao Sul pelo Cabo de Santa Marta Grande (28°S) em Santa Catarina e a Leste pela isóbata de 3000 *m* de profundidade. Conforme a Figura 2.14, até Cabo Frio a orientação da costa é predominantemente Nordeste-Sudoeste, mudando abruptamente para Leste-Oeste até a Ilha Grande no Rio de Janeiro. Após, a orientação muda gradualmente para Sul, produzindo uma configuração côncava até Cabo de Santa Marta Grande (VELHOTE, 1998). As linhas tracejadas indicam isóbatas de 50, 100, 200, 500, 1000, 2000 e 3000 *m* de profundidade. A base topográfica utilizada para a plotagem da Figura tem resolução horizontal de 1' sendo descrita em Amante e Eakins (2008). Considerando a isóbata de 200 *m* como a transição da Plataforma Continental (PC) para o Talude Continental, a isóbata de 2000 *m* como limite entre o Talude e o Sopé Continental e a de 3000 *m*, como limite entre o Sopé e a Planície Abissal, nota-se pela Figura 2.14 que a Plataforma Continental tem largura significativamente variável na BS. A parte mais larga da Plataforma Continental na Bacia de Santos (PCBS), com 230 *km* está em frente a Santos, e as mais estreitas nas proximidades de Cabo Frio, com 50 *km*, e Cabo de Santa Marta Grande, com 70 *km* (ROSSI-WONGTSCHOWSKI; MADUREIRA, 2006). A topografia na região é relativamente suave, com as isóbatas seguindo a linha de costa.

A maioria dos estudos sobre a circulação induzida por vento local na Bacia de Santos são focados na região da Plataforma Continental. Segundo Rossi-Wongtschowski e Madureira (2006), Frentes Frias são os eventos meteorológicos sinóticos mais importante na PCBS.

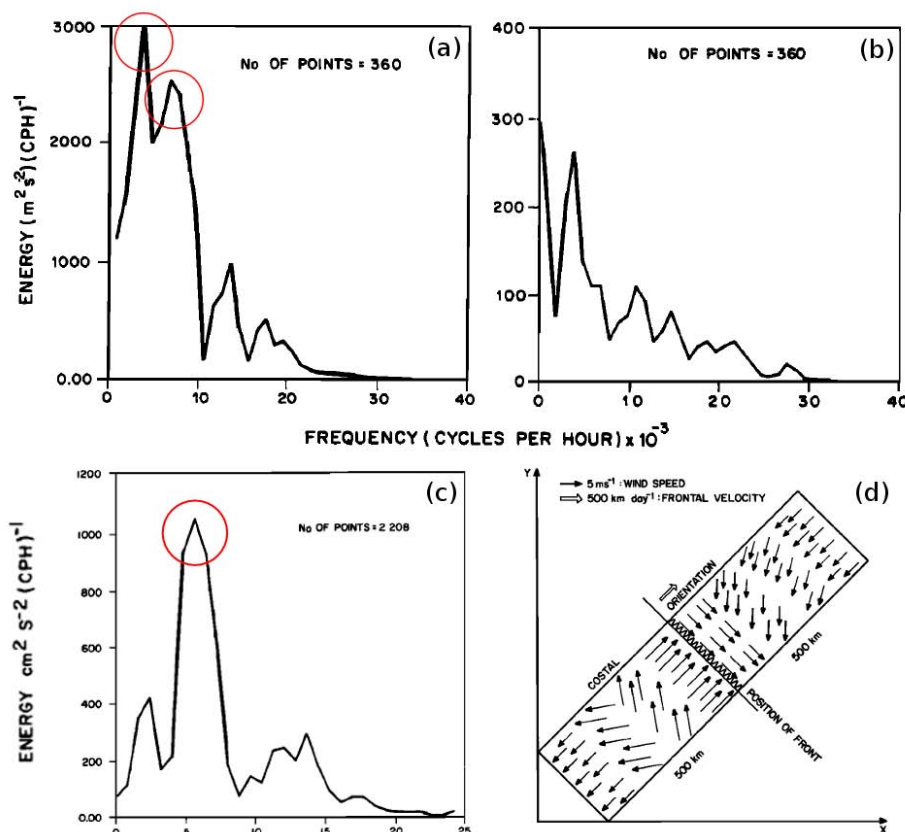
Utilizando um modelo numérico de elementos finitos, Stech e Lorenzetti (1992) analisou a resposta da PCBS a passagem de FF. A fim de remover os eventos de alta frequência (maré atmosférica, brisa, rajadas, etc), um filtro passa-baixa do tipo Lanczos foi aplicado nos dados de vento com o parâmetro de corte de 40 *h*. Os espectros de



**Figura 2.14:** Batimetria da Bacia de Santos. Linhas tracejadas indicam isóbatas de 50, 100, 200, 500, 1000, 2000 e 3000 m de profundidade.

densidade de energia resultantes para as componentes paralela e normal à costa são apresentados na Figura 2.15, nos quadros *a* e *b* respectivamente. As medições foram feitas com resolução temporal de 6 h no inverno de 1984 no Cabo de Santa Marta Grande - SC. Observa-se que existe maior energia na componente paralela a costa, devido ao deslocamento Sudoeste-Nordeste das FF e CE, e que os picos ocorrem nas frequências de  $3,8 \times 10^{-3} \text{ cph}$  (período de 11 dias) e  $6,4 \times 10^{-3} \text{ cph}$  (período de 6,5 dias), similar à frequência de entrada de Frentes encontrada por Rodrigues, Franco e Sugahara (2004).

O quadro *c* da Figura 2.15 mostra o espectro elaborado a partir de variações no nível do mar medidas por um marégrafo na entrada da Baía de Paranaguá no mesmo período que os dados de vento. Da mesma forma que no vento, um filtro Lanczos também foi aplicado com período de corte de 40 h para remover maré e outras componentes de alta frequência. Em destaque o pico de maior energia, associado a uma frequência similar àquela da entrada de FF no quadro *a*, o que evidencia o fato da entrada de Frentes



**Figura 2.15:** Espectro de densidade de energia para a componente do vento paralela (a) e normal (b) a costa e elevação do nível do mar (c). Os dados foram medidos no inverno de 1984: o vento em Cabo de Santa Marta Grande - SC e a elevação na entrada da Baía de Paranaguá - PR. Destaque para os picos de energia nas frequências aproximadas de passagem de Frentes Frias. Fonte: Stech e Lorenzetti (1992).

Frias ser um mecanismo importante na dinâmica da Plataforma. Análises no domínio da frequência realizadas por Castro (1996) utilizando dados de correntógrafos medidos na região central da Plataforma, mostraram picos de energia em períodos médios (6-10 dias) e curtos (3-4 dias). Como a maior coerência encontrada entre corrente paralela à costa e tensão de cisalhamento também é máxima nesses períodos, fica claro que na Plataforma as correntes submaregráficas são essencialmente geradas pelo vento.

Stech e Lorenzetti (1992) elaborou um modelo conceitual da passagem de FF na

região – apresentado na Figura 2.15, quadro *d* – utilizando cartas sinóticas, imagens de satélite e as séries medidas disponíveis. No modelo, a FF se propaga paralela à costa com uma velocidade média de  $500 \text{ km}/\text{dia}$ , portanto menor do que a velocidade encontrada por Satyamurty, Ferreira e Gan (1990). Os ventos no setor quente da Frente tem velocidade média de  $5 \text{ m}/\text{s}$  e giram no sentido anti-horário a partir da direção predominante de Nordeste. Após a passagem da FF, os ventos sopram de Sudoeste com uma velocidade média mais intensa ( $8 \text{ m}/\text{s}$ ) até girarem em sentido anti-horário e voltarem à configuração dominante de Nordeste. Esse modelo conceitual foi utilizado para forçar um modelo barotrópico partindo de um campo inicial sem gradientes horizontais. A análise dos resultados indicou uma forte inversão no fluxo devido à passagem de uma FF. Tal resultado corrobora o trabalho de Castro (1996), que identificou um fluxo predominante com sentido Sudoeste, mas que são frequentes os eventos com correntes fluindo para Nordeste. A velocidade média medida paralela à costa é aproximadamente  $0,20\text{-}0,30 \text{ m}/\text{s}$ , tanto para o fluxo SW quanto para o NE. Além disso, Stech e Lorenzetti (1992) constatou que na parte mais interna da plataforma, onde a coluna da água era menos espessa, o atrito com o fundo era suficiente para compensar a tensão do vento. Mas na parte central e mais externa da PCBS, a tensão do vento era compensada por Coriolis, concordando com a teoria de Ekman.

É preciso ressaltar que as correntes paralelas à costa não são geradas diretamente por ventos também paralelos. Por exemplo, caso um vento de NE (SW) sopra por um intervalo de tempo suficiente para haver equilíbrio geostrófico – entre 10 e 20 horas (CASTRO, 1985) – o transporte de Ekman gerado normal a costa, causará rebaixamento (elevação) do nível do mar e consequentemente, forças de gradiente de pressão normais no mesmo sentido do transporte de Ekman. Essas forças são então balanceadas pela força de Coriolis, com isso gerando correntes para SW (NE).

No entanto, nem toda variabilidade da PCBS pode ser explicada apenas por forçantes locais. Analisando dados medidos por marégrafos, Castro (1985) identificou que alterações em baixa frequência do nível do mar estavam mais correlacionadas com ventos localizados mais ao Sul em tempos anteriores. A importância de eventos remotos na dinâmica

da PCBS não deve ser desprezada, pois variações no SSH geradas mais ao Sul por ventos locais se propagam paralelas a costa na forma de ondas (CASTRO; LEE, 1995).

Segundo Castro (1985), que da mesma forma que Stech e Lorenzzetti (1992) empregou modelagem numérica no estudo da dinâmica da PCBS, a resposta do escoamento a ventos de Sudoeste – típicos da entrada de FF – fica confinada a Plataforma, não se estendendo até o Talude Continental. Isso concorda com o trabalho de Souza (2000), que analisando dados de correntógrafos instalados na Bacia de Santos, mostrou que na maior parte do tempo não existia qualquer correlação entre as medições feitas em três profundidades (30, 58 e 91 *m*) na isóbata de 100 *m* e as realizadas nas isóbatas de 200 (em 31, 74, 127 e 190 *m*) e 1200 *m* (em 29, 91, 293 e 698 *m*), exceto em situações nas quais fenômenos de mesoescala (meandros, vórtices, etc) invadiam a Plataforma. No entanto, é opinião do autor que isso ocorreu devido a dificuldades em separar as componentes devido ao vento local daquelas devido a circulação de Sverdrup dispondo de medições em apenas alguns poucos níveis verticais. De acordo com Schudlich e Price (1998), muitas tentativas de isolar a corrente de Ekman falharam devido a medições feitas sem a resolução vertical necessária para capturar a espiral de Ekman.

### **3     *Dados Meteorológicos e Oceanográficos Medidos***

Neste capítulo são apresentados detalhes e análises das séries de dados medidos por uma bóia meteoceanográfica fundeada no talude continental superior da Bacia de Santos.

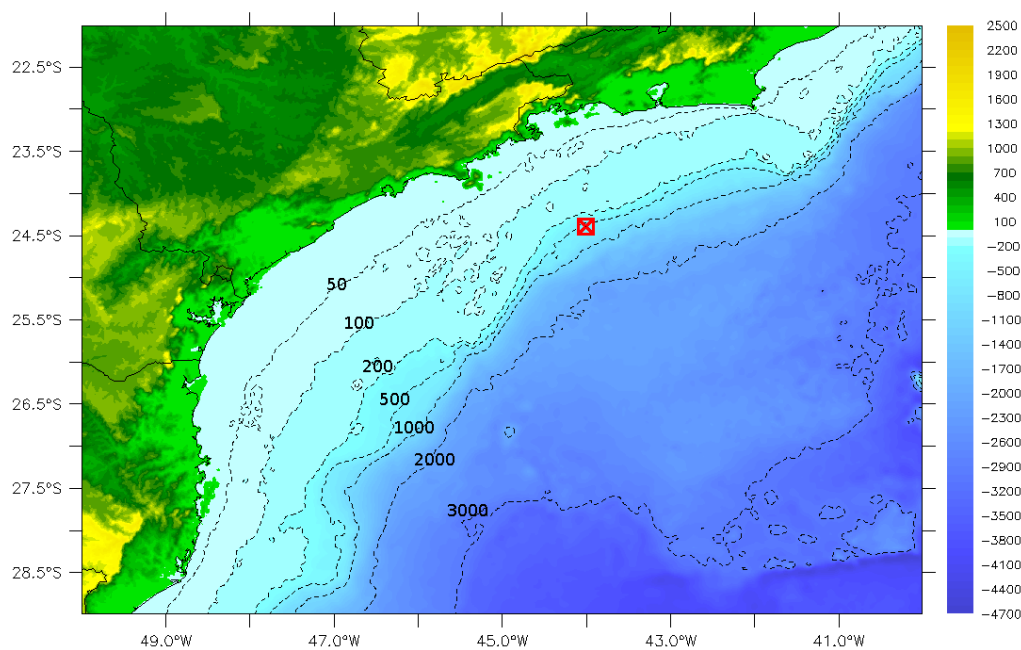
#### **3.1    Descrição da Campanha de Medição**

Para investigação dos forçantes meteorológicos locais na camada de Ekman superficial no talude continental superior da Bacia de Santos serão utilizados dados meteoceanográficos de uma campanha de medição realizada pela empresa PETROBRAS, na latitude  $24^{\circ} 23' 40,185''$  S ( $24,3945^{\circ}$ S) e longitude  $44^{\circ} 2' 40,199''$  W ( $44,0445^{\circ}$ W). A Figura 3.1 apresenta (destacado em vermelho) a posição onde uma bóia oceanográfica ficou fundeada na Bacia de Santos.

O período inercial é dado por  $2\pi/f$ , onde  $f = 2\Omega \sin \varphi$  é o parâmetro de Coriolis,  $\Omega$  é a velocidade angular da Terra ( $2\pi/86400$  radianos por segundo) e  $\varphi$  é a latitude. No ponto de medição da bóia o período inercial é de aproximadamente 29 horas e 3 minutos.

O intervalo de medição foi de aproximadamente 8 meses, com início em 03 de Junho de 2008 (quando a bóia foi inicialmente comissionada) até 11 de Fevereiro de 2009 (quando a bóia foi retirada para manutenção). Devido a falhas e interrupções na

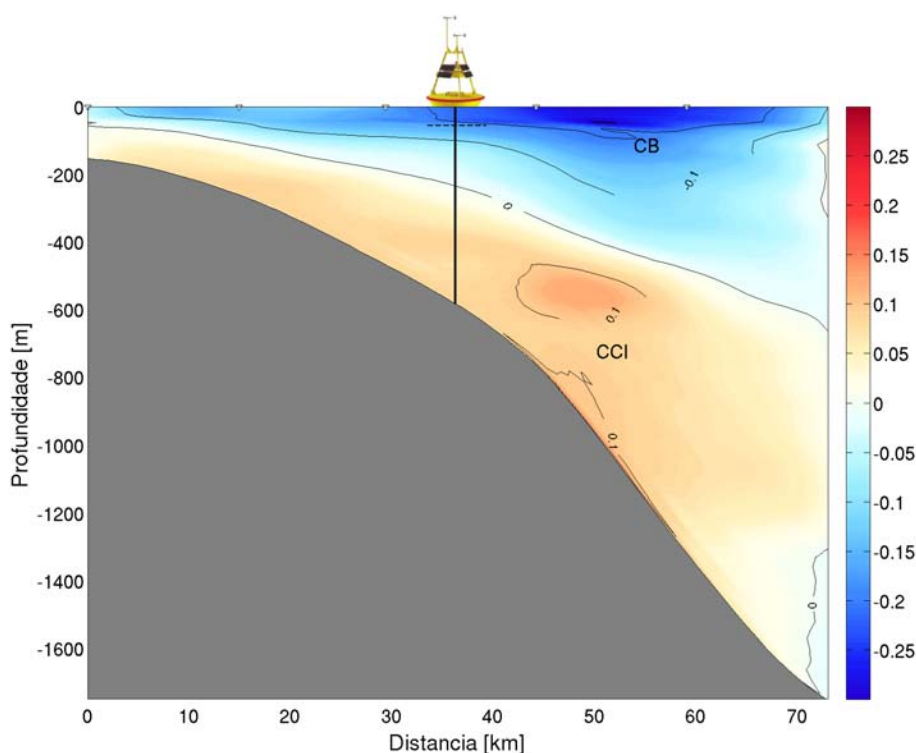
medição que ocorreram quando a bóia foi colocada (retirada) da água no início (fim) da campanha, serão utilizados apenas os dados medidos entre 10 (00h) de Junho de 2008 e 7 (23h) de Fevereiro de 2009. Com esse intervalo de medição foi possível amostrar todo o inverno (período de intensificação de entrada de Frentes Frias), primavera e parte do verão.



**Figura 3.1:** Local de instalação da bóia meteoceanográfica (destacado em vermelho) na Bacia de Santos. Linhas tracejadas indicam isóbatas de 50, 100, 200, 500, 1000, 2000 e 3000 m de profundidade.

A bóia foi instalada em lâmina da água de aproximadamente 580 m na parte superior do talude continental, estando diretamente inserida no fluxo da Corrente do Brasil. A Figura 3.2 demonstra essa situação claramente. A escala de cores representa a velocidade baroclínica normal a radial. Essa velocidade foi calculada utilizando o método POMsec a partir de medições feitas com CTD em uma radial muito próxima a posição da bóia. Essa radial foi feita no Projeto CERES (Célula de Recirculação da Bacia de Santos), realizado pela PETROBRAS e Instituto Oceanográfico da Universidade de São

Paulo (IO-USP). As medições foram feitas no cruzeiro CERES-III realizado em Maio de 2009, os pontos de perfilagem estão representados por triângulos invertidos. Os dados foram gentilmente cedidos pelo oceanógrafo Dr. Wellington Ceccopieri Belo da PETROBRAS. A linha tracejada horizontal representa o alcance máximo do ADCP instalado na bóia. Fica claro que as velocidades medidas são fortemente influenciadas pela Corrente do Brasil.

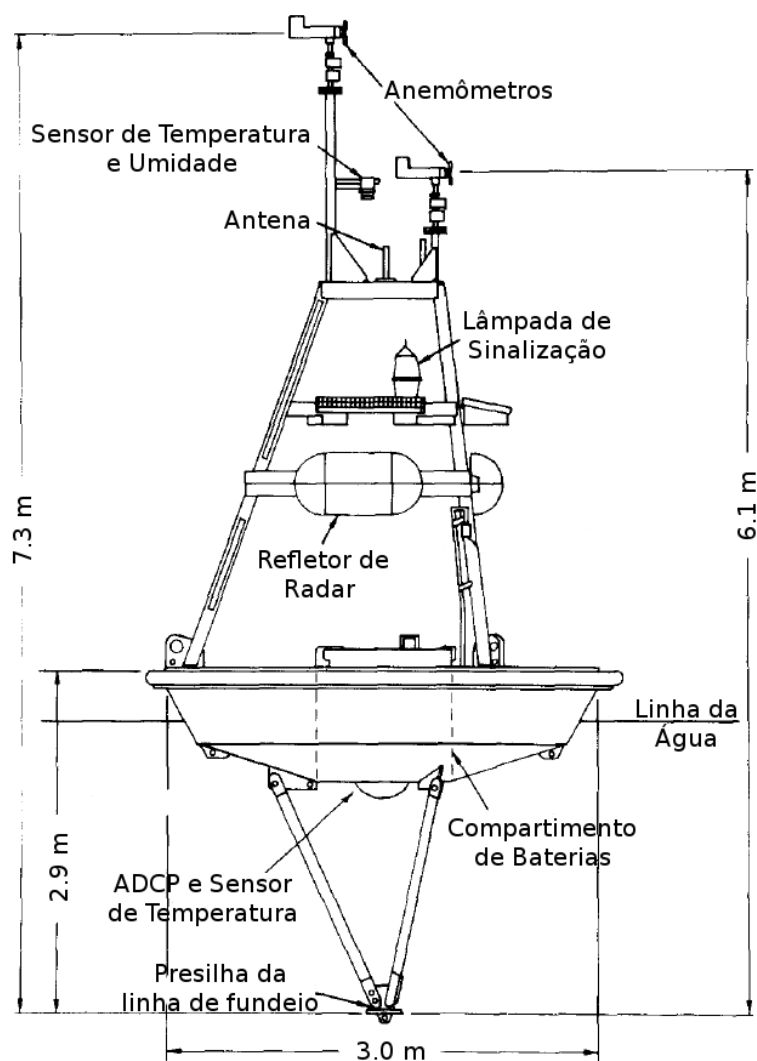


**Figura 3.2:** Posição da bóia meteoceanográfica em relação a Corrente do Brasil (CB) e Contra Corrente Intermediária (CCI). A linha tracejada horizontal representa o alcance máximo do ADCP instalado na bóia. A escala de cores representa a velocidade baroclínica normal a seção e foi calculada a partir de perfis de CTD. Dados foram gentilmente cedidos pelo oceanógrafo Dr. Wellington Ceccopieri Belo da PETROBRAS.

A bóia utilizada foi fabricada pela empresa *Axys Technologies Inc.* Sua estrutura é um aperfeiçoamento da bóia com diâmetro de 3 m desenvolvida originalmente pelo *Woods Hole Oceanographic Institute*. O uso desse modelo foi popularizado pelo Na-



*tional Data Buoy Center da National Oceanic and Atmospheric Administration dos Estados Unidos (STEELE; TENG; WANG, 1992). A Figura 3.3 apresenta um esquema em perfil da bóia.*



**Figura 3.3:** Planta em perfil da bóia meteoceanográfica. Adaptado de Steele, Teng e Wang (1992).

O maior diferencial em relação ao desenho original é a ausência de um leme no mastro que faz a bóia se alinhar ao vento dominante. O casco é feito de uma liga de

alumínio e possui seis compartimentos ao redor de um compartimento central. Esses compartimentos visam assegurar a flutuabilidade do equipamento, pois mesmo que ocorra dano com perfuração do casco, apenas o compartimento danificado seria inundado. Anemômetros idênticos estão localizados a 3,7 e 4,9 m de altura em relação ao nível da água. Para medições meteorológicas ainda estão disponíveis um sensor de temperatura e umidade relativa no mastro e um sensor de pressão atmosférica próximo ao nível da água. A bóia tem capacidade de medir ondas de gravidade identificando a direção de propagação empregando um sensor de *heave-pitch-roll* e um magnetômetro triaxial. No compartimento central ficam as baterias recarregáveis, o ADCP e o sensor de temperatura da água. Abaixo desses fica a presilha da linha de fundeio. Segundo Steele, Teng e Wang (1992), essa estrutura garante estabilidade em situações de vento e/ou onda extremos, mas não atrapalha a medição direcional de ondas. Vale ressaltar que o ADCP é posicionado de tal maneira que nenhuma parte da bóia fique em seu campo de visada e impeça a perfilagem de velocidade. Como a bóia é feita para ser usada em campanhas de longa duração, ela é dotada de painéis solares que recarregam as baterias que fornecem energia aos equipamentos de medição. Para diminuir a chance de choques com embarcações, também estão instalados uma lâmpada de sinalização e um refletor de radar. Os dados meteoceanográficos medidos eram transmitidos em tempo real para uma base em terra, utilizando a rede de satélites Inmarsat. A massa total da bóia é de 1500 kg. O momento de instalação do equipamento na Bacia de Santos pode ser visto na Figura 3.4, onde técnicos da gerência de Geociências (ENGENHARIA/IEEPT/EEPTM/GEO) da PETROBRAS realizam os últimos ajustes.

Os sensores meteorológicos utilizados são das fabricantes *R.M. Young*, *Vaisala* e *Rotronic*. A fabricante do ADCP é a *AS Nortek*. As características de operação dos diversos sensores são apresentadas na Tabela 3.1, exceto do sensor de ondas cujos dados não são utilizados nesse estudo. Vale destacar que o nome ADCP é uma marca registrada da fabricante *Teledyne RD Instrument* e que equipamentos similares de outras fabricantes deveriam ser chamados apenas de ADP (*Acoustic Doppler Profiler*). No entanto, o termo ADCP praticamente já se converteu em uma metonímia e por isso será usado nesse estudo para designar o equipamento da *AS Nortek*.

**Tabela 3.1:** Característica de operação dos sensores usados na bóia meteoceanográfica.

Sensor de Vento	
Fabricante	R.M. Young
Modelo	Wind Monitor Model 05103
Faixa de medição de velocidade	0 – 100 m/s
Faixa de medição de direção	0 – 360°
Acurácia na medição de velocidade	$\pm 0,3$ m/s
Acurácia na medição de direção	$\pm 3^\circ$
Sensor de Pressão	
Fabricante	Vaisala
Modelo	Barometric Pressure Sensor Model CS105
Faixa de medição	600 – 1060 hPa
Acurácia	$\pm 0,5$ hPa (a 20°C)
Sensor de Temperatura Atmosférica	
Fabricante	Rotronic
Modelo	MP101A
Faixa de medição	-40 – 60°C
Acurácia	$\pm 0,2^\circ\text{C}$ (a 25°C)
Sensor de Umidade Relativa	
Fabricante	Rotronic
Modelo	MP101A
Faixa de medição	0 – 100% RH
Acurácia	$\pm 1,5\%$ RH (a 25°C)
Perfilador de Corrente	
Fabricante	AS Nortek
Modelo	Aquadopp
Frequência	400 KHz
Faixa de medição	-10 – 10 m/s
Acurácia	$\pm 0,5$ cm/s
Número de bins (camadas)	20
Espessura dos bins	2,5 m
Distância do ADCP ao 1° bin (blank space)	5 m
Sensor de Temperatura da Água	
Fabricante	AS Nortek
Modelo	(acoplado ao ADCP)
Faixa de medição	-4° – 30°C
Acurácia	$\pm 0,1^\circ\text{C}$



**Figura 3.4:** Instalação da bóia meteoceanográfica. Fonte: Gerência de Geociências (ENGENHARIA/IEEPT/EEPTM/GEO) da PETROBRAS.

Apesar do sensor de vento fornecer velocidade e direção das rajadas, apenas o valor do vento horário foi utilizado. Esse foi medido de acordo com recomendações da Organização Meteorológica Mundial (WMO, 2007), em que o vento médio medido por 10 minutos é considerado representativo da hora. Na medição com ADCP foram utilizados os critérios da *Intergovernmental Oceanographic Commission* (IOC) da UNESCO. A medição de corrente feita durante 5 minutos representa a corrente horária. Todos os demais sensores forneceram séries horárias.

O sistema de referência utilizado nesse estudo é o proposto pela Organização Meteorológica Mundial. Para o vento, a direção indica de onde ele está soprando. Para

a corrente, a direção indica para onde ela está fluindo. Vale ressaltar que ocorre uma exceção apenas quando se utiliza representações usando vetores, pois o vetor sempre indica para onde a variável vai. Não confundir barbeta de vento (que indica de onde o vento vem) com vetor. O Norte (N) verdadeiro corresponde à direção 0°, Nordeste (NE) a 45°, Leste (E) a 90°, Sudeste (SE) a 135°, Sul (S) a 180°, Sudoeste (SW) a 225°, Oeste (W) a 270° e Noroeste (NW) a 315°. O valor da direção aumenta com a rotação no sentido horário, ou seja, o inverso do que ocorre no círculo trigonométrico. Os valores de data/hora estão em GMT (Greenwich Mean Time). Assume-se como início de uma Estação o 1º dia do mês após o Equinócio/Solstício, ou seja, o verão é de 1º de Janeiro a 31 de Março, outono de 1º de Abril a 30 de Junho, inverno de 1º de Julho a 30 de Setembro e primavera de 1º de Outubro a 31 de Dezembro.

É prática comum na oceanografia rotacionar os eixos X e Y para que fiquem alinhados com a orientação dominante da batimetria local (EMERY; THOMPSON, 1997). Como o enfoque desse estudo é a influência do vento local na corrente, os dados vetoriais serão rotacionados para a orientação das isóbatas. A matriz de rotação é aplicada da seguinte forma:

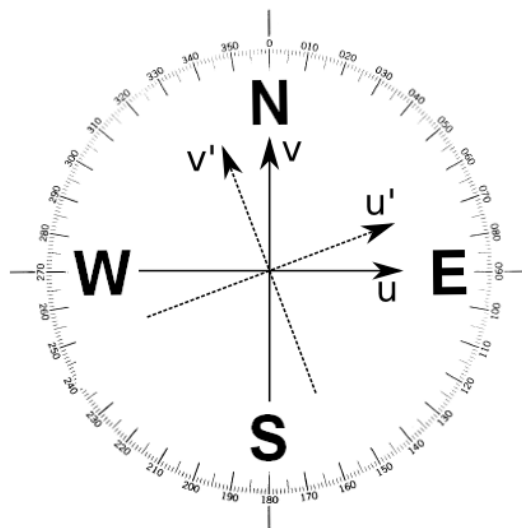
$$\begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u' \\ v' \end{pmatrix} \quad (3.1)$$

$$u' = u \cos \theta + v \sin \theta \quad (3.2)$$

$$v' = -u \sin \theta + v \cos \theta \quad (3.3)$$

onde  $u$  e  $v$  são as componentes zonal e meridional relativas ao Norte Verdadeiro,  $\theta$  é o ângulo de orientação da isóbata medido em sentido anti-horário a partir da direção Leste e  $u'$  e  $v'$  são as componentes rotacionadas. Conforme observa-se na Figura 3.1, a direção das isóbatas no ponto de medição é aproximadamente 70° em relação ao Norte Verdadeiro. Esse ângulo corresponde a uma rotação de 20° no sentido anti-horário a partir de Leste, portanto  $\theta=20^\circ$ . A Figura 3.5 mostra o sentido original das componentes

( $u$  e  $v$ ) e após a rotação ( $u'$  e  $v'$ ). A componente paralela à isóbata (*along-isobath*) é  $u'$ , enquanto  $v'$  é a componente normal a isóbata (*cross-isobath*).



**Figura 3.5:** Rotação das componentes zonal ( $u$ ) e meridional ( $v$ ) para paralela a isóbata ( $u'$ ) e normal a isóbata ( $v'$ ).

## 3.2 Análise dos Dados Atmosféricos

### 3.2.1 Pressão Atmosférica e Temperatura do ar

As séries medidas de pressão atmosférica (linha azul) e temperatura do ar (linha verde) são apresentadas na Figura 3.6. Cada gráfico corresponde a um mês de medição. Valores de pressão estão em hecto Pascal. Durante todo o período de medição, a série de pressão ficou aproximadamente na faixa de 1000 a 1030  $hPa$ , sendo que o valor mínimo de 999,1  $hPa$  foi registrado em 03 de Janeiro de 2009 às 20:00, e o máximo de 1028,7  $hPa$  em 11 de Julho de 2008 às 13:00. As quedas de pressão estão associadas a centros de baixa e antecedem passagem de Frentes Frias e Ciclones Extratropicais associados.

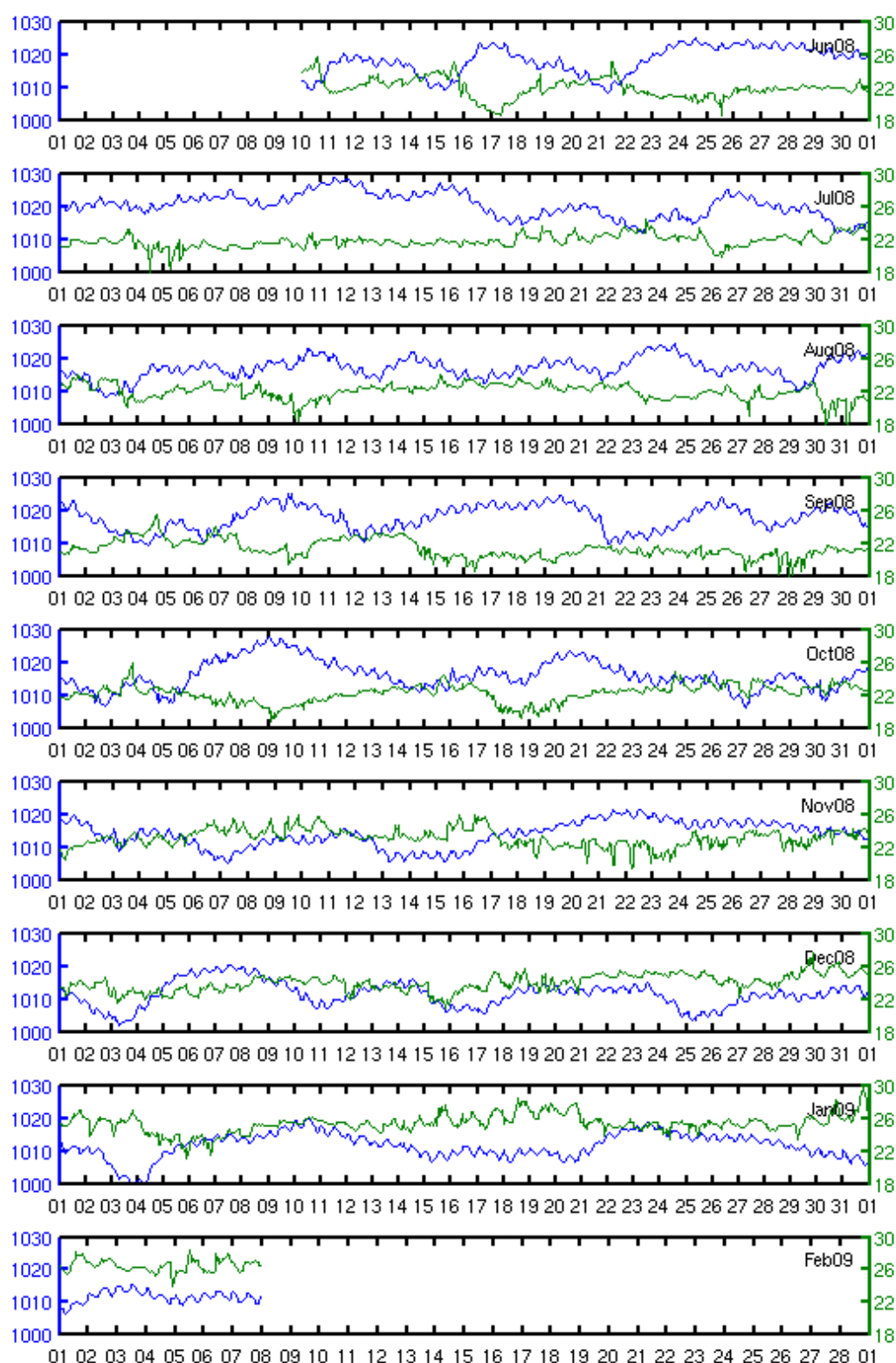
A menor temperatura registrada durante o período foi 18°C em 04 de Julho de 2008 às 11:00 e a maior foi 29,6°C em 31 de Janeiro de 2009 às 19:00. A sazonalidade da

temperatura do ar é óbvia, com valores mais baixos no inverno e mais elevados no verão.

Na Figura 3.7 é apresentada uma análise espectral da série de pressão atmosférica. A análise foi feita com 32 graus de liberdade e janelamento retangular. Percebe-se claramente os picos devido à onda de maré atmosférica, com períodos de 8, 12 e 24 horas. Ao contrário da maré no oceano, onde as forças gravitacionais entre corpos celestes são a principal força motriz, acredita-se que a causa principal da maré atmosférica seja o aquecimento solar. No Equador, a amplitude máxima devido à componente gravitacional semi-diurna lunar ( $\approx 0,07hPa$ ) é 20 vezes menor do que a semi-diurna devido ao aquecimento solar (GELLER, 1970).

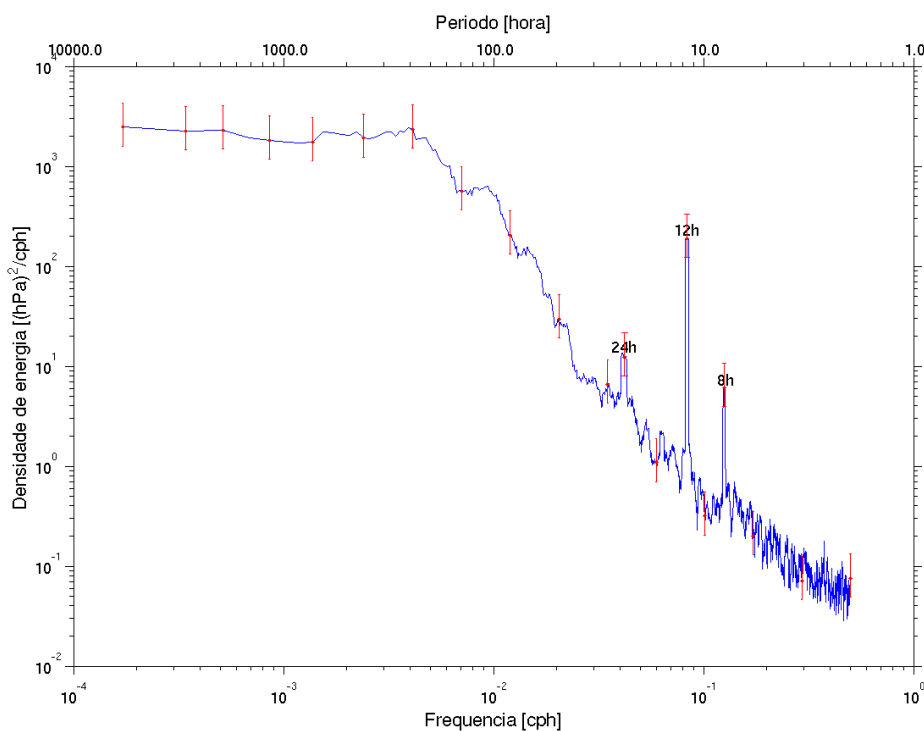
A teoria do aquecimento solar ser a maior influência na maré atmosférica é corroborada pela análise do espectro da série de temperatura do ar medida pela bóia (Figura 3.8). Picos novamente aparecem nos períodos de 8, 12 e 24 horas, o que indica a alta correlação das séries de temperatura e pressão atmosférica nessas frequências. Além disso, o pico em 24 h está mais próximo do dia solar do que da componente gravitacional do Sol, que na maré oceânica tem período de 24 horas e 50 minutos. O pico de 24 horas é explicado pela periodicidade do aquecimento da atmosfera pelo Sol, no entanto a explicação das outras frequências de maré não é tão clara. Segundo Holton, Pyle e Curry (2002), o aquecimento da atmosfera se dá numa forma de onda quadrada, sendo zero à noite e aproximadamente constante durante o dia. Na transformada de Fourier uma onda quadrada somente pode existir se for composta de vários harmônicos. Então existe a possibilidade de que os picos que surgem em períodos menores que 24 h não tenham ligação com a física, sendo apenas consequência das limitações da transformada de Fourier. Stockwell, Large e Milliff (2004) analisou no domínio da frequência dados de vento medidos em 262 bóias da *National Data Buoy Center* do Estados Unidos. Além dos picos em 8, 12 e 24 horas, encontrou um menos significativo em 3 h, classificando todos como maré atmosférica. No entanto nenhuma explicação foi dada sobre quais seriam os mecanismos de geração.

A escala logarítmica empregada na Figura 3.7 facilita a visualização de valores em alta frequência, mas dificulta a visualização em baixa frequência. Na Figura 3.9 é



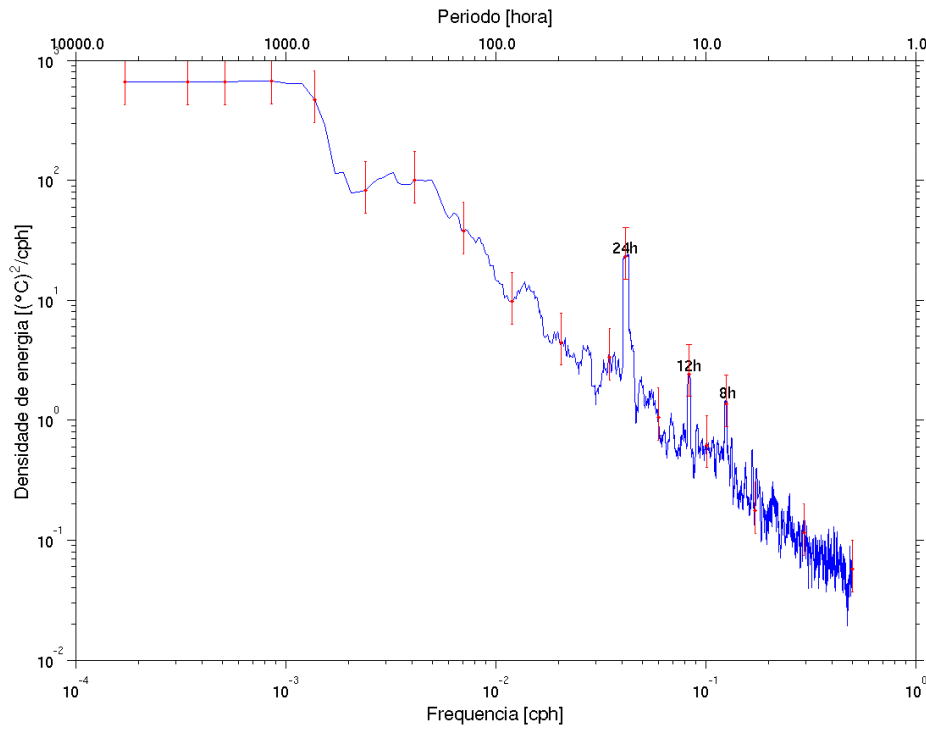
**Figura 3.6:** Série de pressão atmosférica (linha azul) e temperatura do ar (linha verde) medida na bóia. Cada gráfico corresponde a um mês de medição. Valores de pressão estão em hecto Pascal e valores de temperatura estão em graus Celsius.





**Figura 3.7:** Espectro de densidade de energia de pressão atmosférica medida na bóia. Estão destacados os picos correspondentes a maré atmosférica com períodos de 8, 12 e 24 horas. Análise feita com 32 graus de liberdade e janelamento retangular.

apresentado novamente o espectro de densidade de energia da pressão atmosférica, mas plotado com escala linear. A faixa de frequência destacada corresponde ao período de 8 a 15 dias, que é aproximadamente a frequência de passagem de Frentes Frias na região conforme apresentado na Seção 2.1.1. Ao contrário das Figuras 3.7 e 3.8 onde foi usado um janelamento retangular, no espectro da Figura 3.9 foi usada uma janela Hanning. Segundo Emery e Thompson (1997), a janela retangular tem uma melhor capacidade para resolver componentes de frequência de maré, no entanto ocorre alta contaminação de energia nos lóbulos secundários em outras frequências. Como o pico de energia corresponde à entrada de FF, não é tão bem definido quanto os das componentes da maré. É importante que o janelamento utilizado não permita escape de energia para os lóbulos secundário. Devido a isso optou-se por utilizar a janela Hanning. O espectro de temperatura não revelou nenhum pico significativo nessa faixa de frequência.



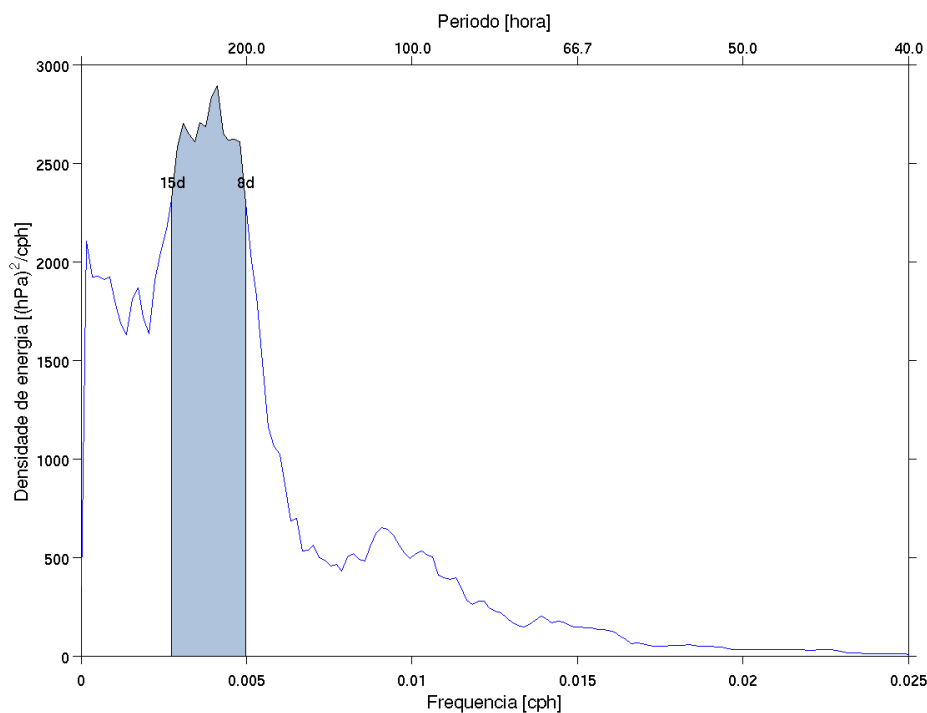
**Figura 3.8:** Espectro de densidade de energia de temperatura do ar medida na bóia. Estão destacados os picos correspondentes a maré atmosférica com períodos de 8, 12 e 24 horas. Análise feita com 32 graus de liberdade e janelamento retangular.

### 3.2.2 Vento

A altura padrão para medição de vento é 10 m (WMO, 2007). No entanto, medições nessa altura no oceano são muitas vezes impossibilitadas por critérios técnicos. Nesse estudo se utilizam dados medidos por um anemômetro instalado a 4,9 m de altura e convertidos para 10 m utilizando a equação:

$$V_z = V_{10} \cdot \left( \frac{z}{10} \right)^{0,13} \quad (3.4)$$

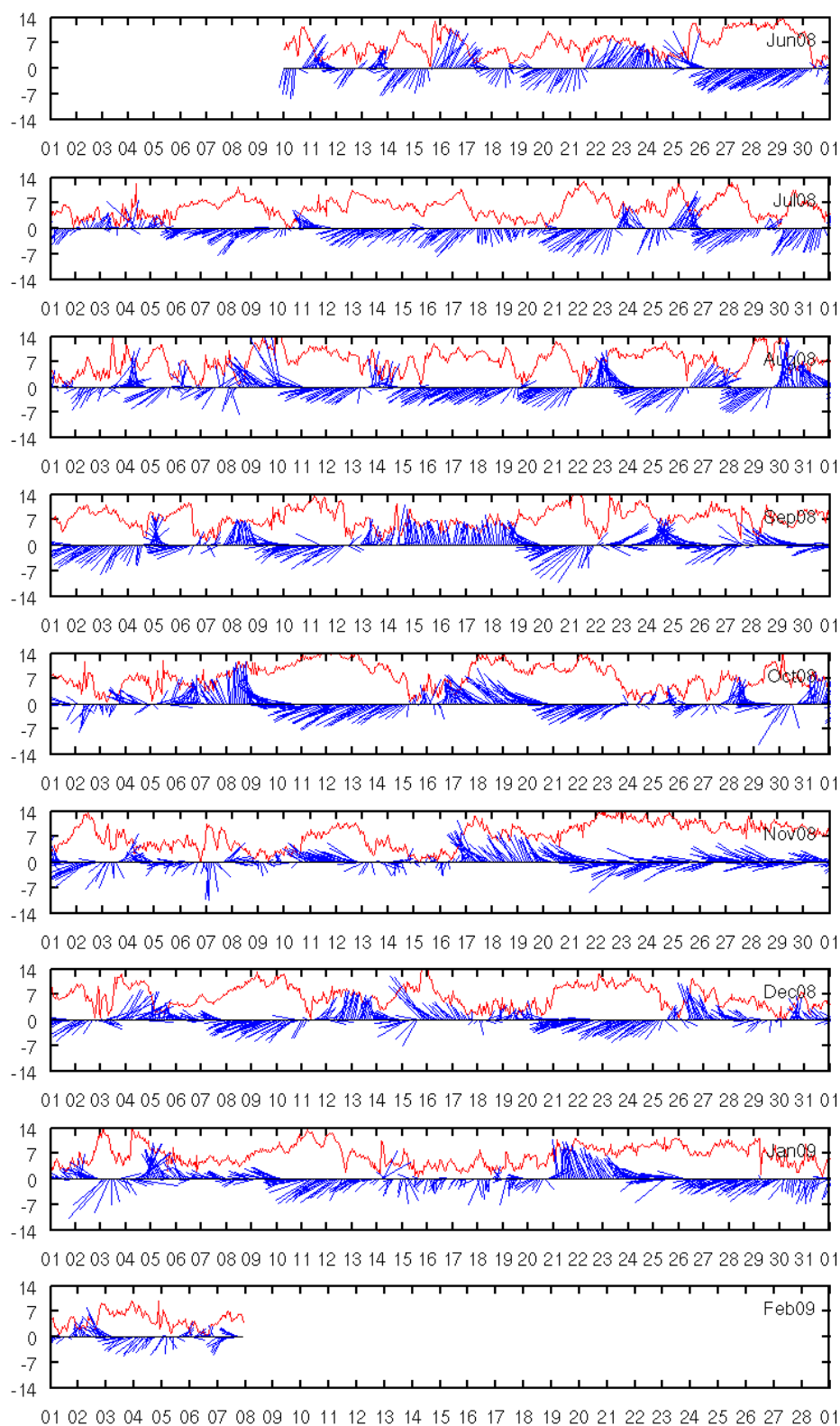
onde  $V_z$  é a intensidade do vento medida a uma altura  $z$  e  $V_{10}$  é a intensidade do vento a 10 m (DNV, 1977). Na Figura 3.10 é apresentada a série de vento já convertida para 10 metros de altura. Vetores em azul indicam para onde o vento vai e linha vermelha



**Figura 3.9:** Espectro de densidade de energia de pressão atmosférica medida na bóia. A região hachurada corresponde a faixa de frequência de entrada de Frentes Frias, entre 8 e 15 dias. Análise feita com 32 graus de liberdade e janelamento Hanning.

representa a velocidade absoluta do vento. Valores estão em metros por segundo. A maior velocidade registrada foi de  $15,8 \text{ m/s}$  ( $\approx 57 \text{ km/h}$ ) em 10 de Agosto de 2008 a 01:00 vindo de Sudeste ( $\approx 153^\circ$ ). Após convertida para  $10 \text{ m}$  de altura, essa velocidade se tornou  $17,33 \text{ m/s}$ . Todas as análises subsequentes foram feitas utilizando o vento a  $10 \text{ m}$  de altura. Apesar de nesse estudo apenas valores de vento horário terem sido utilizados, é válido mencionar que a maior velocidade detectada foi  $30,8 \text{ m/s}$  para rajada de 3 segundos.

Embora os 8 meses de medição não sejam suficientes para caracterizar com exatidão o regime atmosférico no Talude Superior da Bacia de Santos, eles são um bom indicativo. É importante considerar a sazonalidade na análise de dados. Poucos dias de outono foram amostrados, por isso nenhuma afirmação específica será feita sobre essa estação do ano. Na Figura 3.11 são apresentados rosas de vento indicando a distribuição de ve-

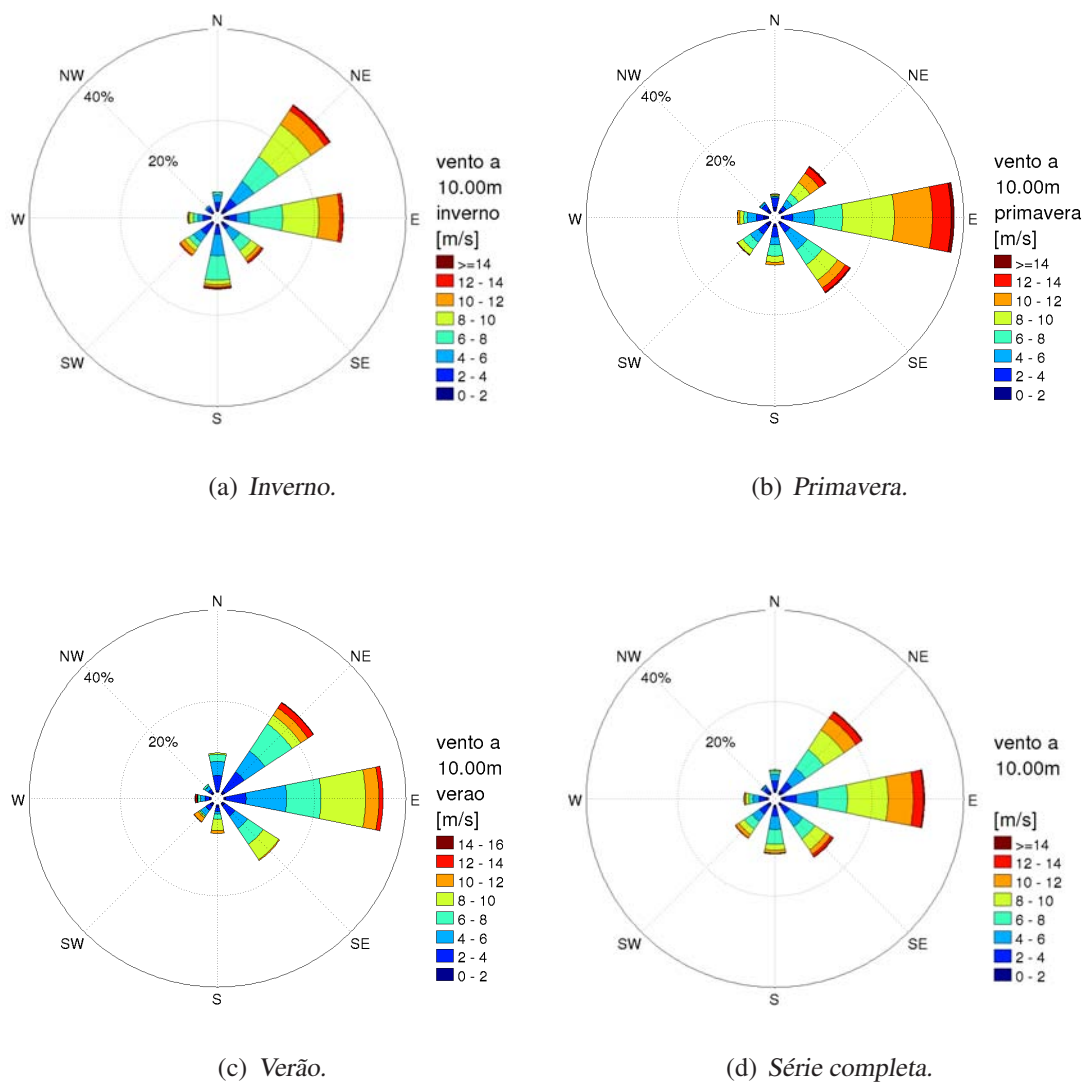


**Figura 3.10:** Série de vento medida na bóia. Vetores em azul indicam para onde o vento vai e linha vermelha representa a velocidade absoluta do vento. Valores estão em metros por segundo.

localidade por direção. O tamanho dos raios representa a porcentagem de medições feitas em que o vento vinha de determinada direção. As cores indicam a faixa de velocidade em metros por segundo em que se encontrava o vento medido. As rosas apresentadas na Figura 3.11 são a representação gráfica das Tabelas 3.2 a 3.5 que indicam a distribuição de velocidade por direção do vento. Nessa Tabelas, um valor qualquer indica qual a porcentagem de medições nas quais o vento vinha de determinada direção dentro de uma faixa de velocidade. Por exemplo, entende-se da Tabela 3.2 que durante o inverno, em 5,4% das medições feitas o vento vem de Sul com uma intensidade entre 6 e 8  $m/s$ , sendo que 14,3% de todo vento medido vem de Sul com uma velocidade média de 6,1  $m/s$ .

As direções predominantes do vento na região da Baía de Santos são E e NE, associadas ao Anticiclone do Atlântico Sul. O inverno (Figura 3.11(a) e Tabela 3.2) é a estação com maior ocorrência (23%) de ventos dos quadrantes SW e S, devido à maior incidência de Frentes Frias e Ciclones Extratropicais nesse período. O mínimo (11,3%) de ventos desses quadrantes ocorre no verão (Figura 3.11(c) e Tabela 3.4). A predominância de ventos de SE e E na primavera (Figura 3.11(b) e Tabela 3.3) pode ser explicada pela migração latitudinal do AAS. Na Figura 3.1 observa-se que o ponto de medição é protegido de ventos de N, NW e W por feições topográficas, o que justifica o reduzido ( $\approx 12\%$ ) número de registros dessas direções. Apesar de comumente se associar velocidades de vento mais elevadas à CE, análises da velocidade média por direção indicam que o AAS também gera ventos intensos.

A análise espectral feita nas componente rotacionadas do vento é apresentada na Figura 3.12. Componente paralela à isóbata ( $u'$ ) é representada pela linha azul, e componente normal à isóbata ( $v'$ ) é representada pela linha verde. Como o vento é consequência dos gradientes de pressão, os picos de maré atmosférica novamente são detectados. No entanto, apenas os picos em 12 e 24 horas foram vistos, não sendo possível detectar o pico em 8 horas que foi observado no espectro da pressão e temperatura. Análise feita com 32 graus de liberdade e janelamento retangular. A maior energia associada a  $u'$  ocorre porque após a rotação, a direção prioritária do vento está mais



**Figura 3.11:** Distribuição de direção e velocidade do vento no período medido.

próxima desse eixo.

A faixa de frequência associada à passagem de Frentes Frias – aproximadamente entre 7 e 15 dias – é representada na Figura 3.13, em que o espectro foi plotado em escala linear. A componente paralela a isóbata ( $u'$ ) é representada pela linha azul, e componente normal a isóbata ( $v'$ ) é representada pela linha verde. A região hachurada

**Tabela 3.2:** *Distribuição de velocidade por direção do vento no inverno.*

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	total
<b>0,0 a 2,0</b>	0,5	1,0	1,1	0,8	0,5	0,5	0,4	0,3	5,1
<b>2,0 a 4,0</b>	1,5	2,6	1,8	0,8	1,8	2,5	1,5	1,1	13,6
<b>4,0 a 6,0</b>	1,6	4,6	2,9	2,9	4,7	2,0	1,1	0,5	20,4
<b>6,0 a 8,0</b>	0,5	6,6	7,2	2,8	5,4	1,2	1,1	0,0	24,9
<b>8,0 a 10,0</b>	0,1	8,5	8,0	1,9	1,0	1,0	0,8	0,0	21,3
<b>10,0 a 12,0</b>	0,0	3,7	4,5	0,9	0,5	1,2	0,3	0,0	11,1
<b>12,0 a 14,0</b>	0,0	1,2	0,8	0,5	0,3	0,3	0,1	0,0	3,0
<b>14,0 a 16,0</b>	0,0	0,3	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,5
<b>&gt;16,0</b>	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
<b>total</b>	4,3	28,5	26,3	10,7	14,3	8,7	5,2	1,9	100,0
<b>média (m/s)</b>	4,1	7,6	7,8	6,7	6,1	6,0	5,6	3,2	

**Tabela 3.3:** *Distribuição de velocidade por direção do vento na primavera.*

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	total
<b>0,0 a 2,0</b>	1,0	0,6	0,5	0,5	0,7	1,0	1,1	0,9	6,2
<b>2,0 a 4,0</b>	2,0	1,0	2,0	2,1	2,2	2,1	1,6	1,3	14,4
<b>4,0 a 6,0</b>	0,3	1,5	4,8	4,6	1,7	2,1	2,0	0,5	17,4
<b>6,0 a 8,0</b>	0,2	1,6	6,2	3,9	2,4	1,9	0,8	0,2	17,3
<b>8,0 a 10,0</b>	0,3	3,0	11,3	4,1	1,4	1,4	0,9	0,0	22,3
<b>10,0 a 12,0</b>	0,1	2,5	8,3	2,0	0,6	0,1	0,5	0,0	14,2
<b>12,0 a 14,0</b>	0,0	1,5	4,1	1,0	0,0	0,1	0,0	0,0	6,8
<b>14,0 a 16,0</b>	0,0	0,3	0,7	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	1,2
<b>&gt;16,0</b>	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
<b>total</b>	3,8	12,2	38,0	18,6	9,1	8,7	6,9	2,8	100,0
<b>média (m/s)</b>	3,6	8,4	8,7	7,2	5,8	5,3	5,1	3,1	

corresponde à faixa de frequência de entrada de Frentes Frias, entre 7 e 15 dias. Análise feita com 32 graus de liberdade e janelamento Hanning.

### 3.2.3 Identificação da passagem de Frentes Frias

Quando as Figuras 3.6 e 3.10 são analisadas em conjunto utilizando os critérios propostos por Rodrigues, Franco e Sugahara (2004), torna-se mais fácil identificar a passagem de Frentes Frias em séries pontuais. Empregando a Figura 3.14 como ex-

**Tabela 3.4:** *Distribuição de velocidade por direção do vento no verão.*

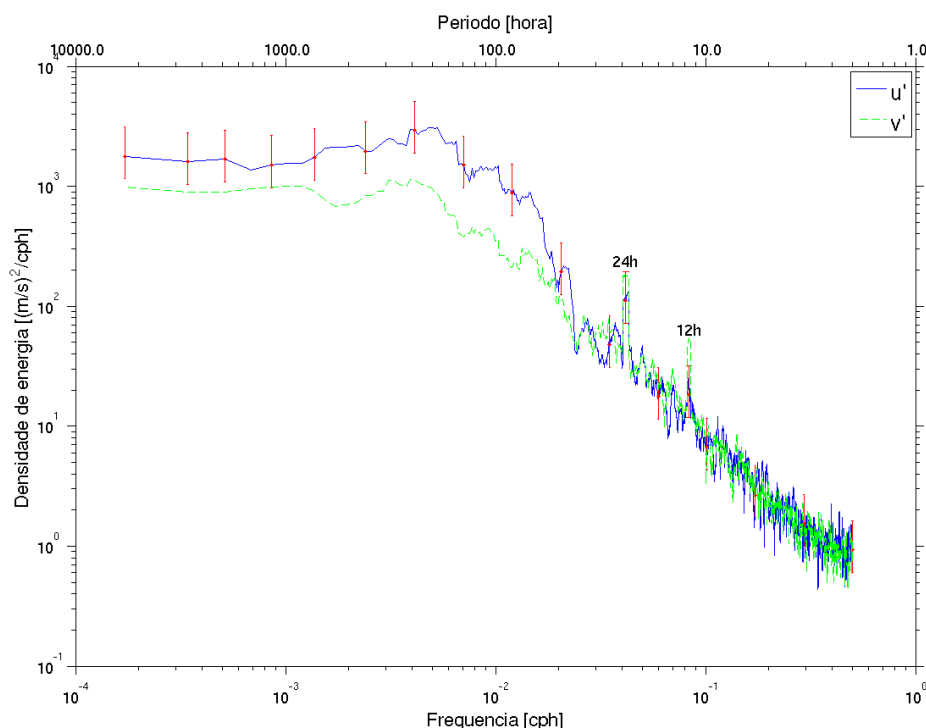
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	total
<b>0,0 a 2,0</b>	0,3	0,7	0,4	0,5	0,5	0,7	0,4	0,4	4,1
<b>2,0 a 4,0</b>	3,4	5,0	4,5	2,7	1,0	1,1	1,0	0,7	19,4
<b>4,0 a 6,0</b>	3,1	5,5	8,9	3,3	0,5	1,3	1,0	0,9	24,5
<b>6,0 a 8,0</b>	1,5	7,1	7,6	4,2	1,1	0,3	0,5	0,4	22,8
<b>8,0 a 10,0</b>	0,3	2,3	9,8	4,1	2,5	0,3	0,1	0,0	19,4
<b>10,0 a 12,0</b>	0,0	1,9	3,0	0,2	0,7	1,1	0,1	0,0	6,9
<b>12,0 a 14,0</b>	0,0	1,4	0,9	0,0	0,0	0,1	0,3	0,0	2,7
<b>14,0 a 16,0</b>	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,2
<b>&gt;16,0</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<b>total</b>	8,7	24,0	35,0	15,0	6,4	4,9	3,6	2,4	100,0
<b>média (m/s)</b>	4,5	6,4	6,9	6,2	6,8	5,9	5,7	4,0	

**Tabela 3.5:** *Distribuição de velocidade por direção do vento em todo período de medição.*

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	total
<b>0,0 a 2,0</b>	0,7	0,8	0,8	0,6	0,6	0,7	0,7	0,6	5,3
<b>2,0 a 4,0</b>	1,9	2,3	2,7	2,0	1,9	2,0	1,5	1,1	15,3
<b>4,0 a 6,0</b>	1,5	3,6	4,7	3,4	2,9	2,0	1,4	0,5	19,9
<b>6,0 a 8,0</b>	0,7	4,9	6,5	3,2	3,2	2,0	0,9	0,1	21,6
<b>8,0 a 10,0</b>	0,2	5,2	8,9	2,9	1,3	1,4	0,7	0,0	20,6
<b>10,0 a 12,0</b>	0,1	3,2	5,5	1,1	0,7	0,9	0,3	0,0	11,8
<b>12,0 a 14,0</b>	0,0	1,5	2,2	0,6	0,1	0,2	0,1	0,0	4,7
<b>14,0 a 16,0</b>	0,0	0,3	0,3	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,7
<b>&gt;16,0</b>	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
<b>total</b>	5,0	21,8	31,4	14,1	10,8	9,2	5,4	2,3	100,0
<b>média (m/s)</b>	4,2	7,6	8,0	6,8	6,0	6,0	5,3	3,2	

emplo, observa-se que ocorre uma queda da pressão (representada pela linha azul no gráfico superior) antecedendo o giro do vento no sentido anti-horário do quadrante Sul para o quadrante Norte (representado por vetores em azul no gráfico inferior). Em um período de até 48 horas após a queda da pressão, ocorre uma queda da temperatura do ar. A magnitude da queda de pressão e temperatura está relacionada com a intensidade do centro de baixa pressão causador e com o campo de pressão/temperatura pré-existente no local. Devido a isso não é possível determinar valores exatos que possam ser usados como *threshold* para todos os casos. Após soprar do quadrante Sul por pelo menos 24

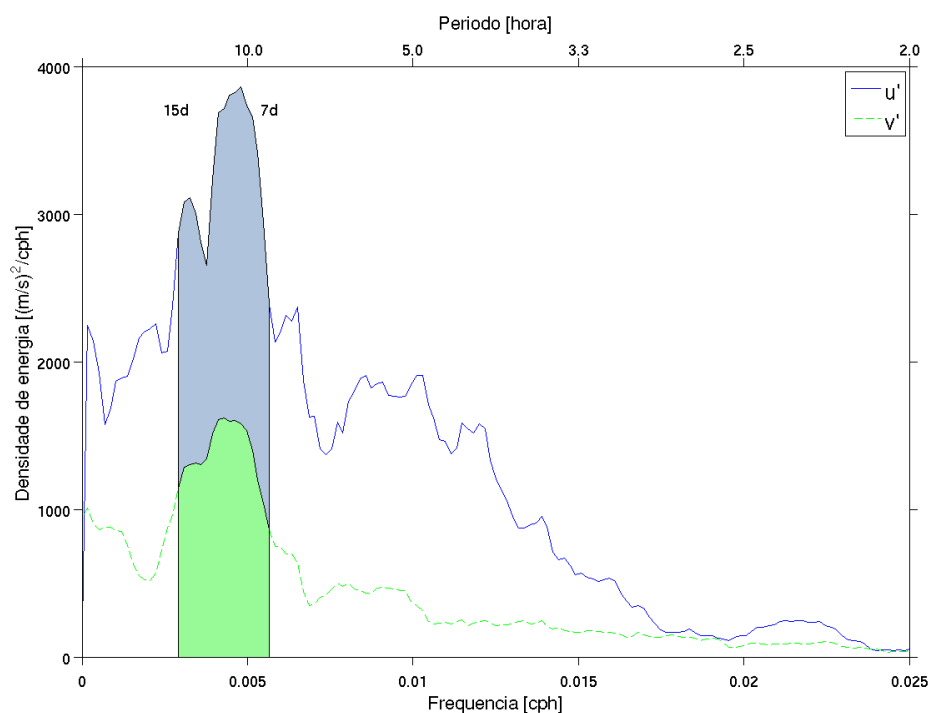




**Figura 3.12:** Espectro de densidade de energia do vento a 10 m de altura na bóia. Componente paralela a isóbata ( $u'$ ) é representada pela linha azul, e componente normal a isóbata ( $v'$ ) é representada pela linha verde. Estão destacados os picos correspondentes a maré atmosférica com períodos de 12 e 24 horas. Análise feita com 32 graus de liberdade e janelamento retangular.

horas, o vento inicia o giro anti-horário até voltar à sua direção dominante. A pressão aumenta até seu valor original ainda durante a passagem da FF, enquanto o restabelecimento da temperatura exige alguns dias adicionais.

Utilizando as séries de pressão, temperatura e vento, foram identificados alguns casos relevantes de passagem de FF na região de estudo. Como a proposta desse estudo é analisar a influência exercida pela passagem de FF na circulação oceânica sobre o talude superior da Bacia de Santos, foram escolhidos os eventos com maior duração. A Tabela 3.6 indica o início e fim de cada um dos casos selecionados. O critério utilizado para determinar o início/fim de cada evento foi início/fim do giro do vento. A seguir são apresentados detalhes sobre cada evento.



**Figura 3.13:** Espectro de densidade de energia do vento a 10 m de altura na bóia. Componente paralela a isóbata ( $u'$ ) é representada pela linha azul, e componente normal a isóbata ( $v'$ ) é representada pela linha verde. A região hachurada corresponde a faixa de frequência de entrada de Frentes Frias, entre 7 e 15 dias. Análise feita com 32 graus de liberdade e janelamento Hanning.

**Tabela 3.6:** Casos selecionados de passagem de Frentes Frias na área de interesse.

Caso	Início	Término
1	21/06/2008	27/06/2008
2	12/09/2008	21/09/2008
3	14/11/2008	23/11/2008
4	20/01/2009	26/01/2009

### Caso 1 – Junho de 2008

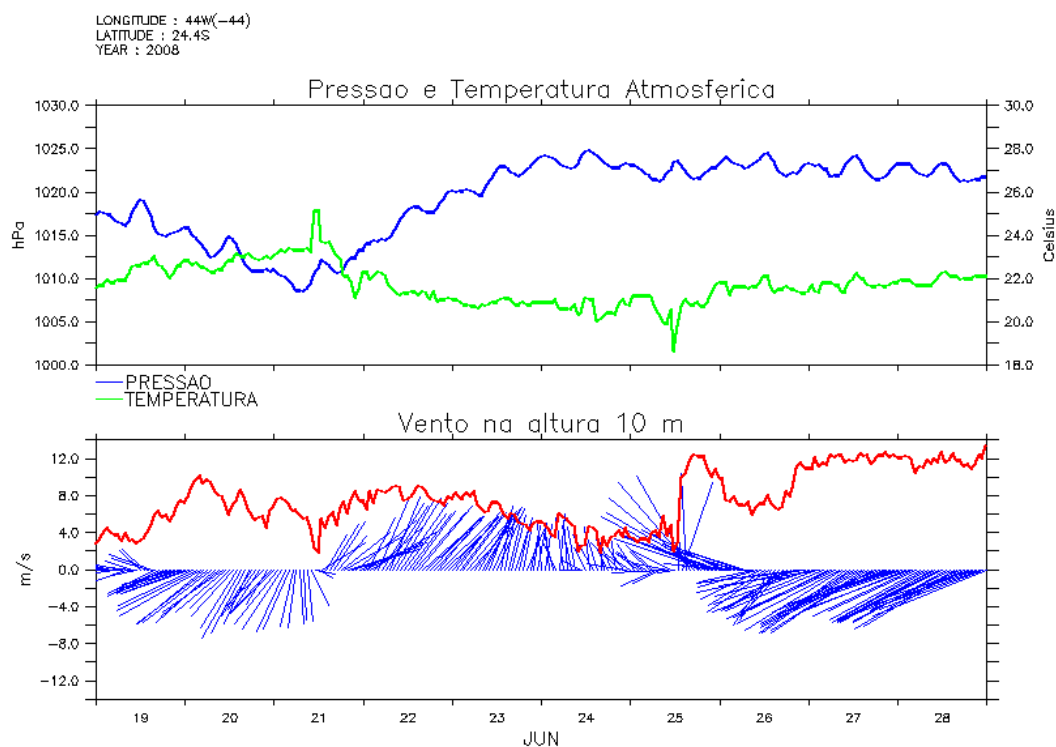
O Caso 1 ocorreu durante o inverno de 2008, entre 21 e 27 de Junho. Conforme a Figura 3.14, a pressão caiu para 1008 *hPa* no dia 21, antecedendo a passagem da Frente Fria. Após, subiu gradativamente até atingir 1020-1025 *hPa* e se manteve nessa faixa. Imediatamente após a queda da pressão, a temperatura se elevou 2°C até atingir 25°C, e então caiu abruptamente para 21°C, permanecendo aproximadamente nesse valor mesmo ao final do evento. A lenta resposta da temperatura em voltar ao patamar anterior ao da passagem da Frente pode explicar a ausência de um pico significativo no espectro de temperatura na faixa de frequência das FF. A velocidade do vento variou muito durante todo o evento, sendo o máximo 12 *m/s* e o mínimo, 2 *m/s*. O mínimo ocorreu no momento do giro anti-horário do vento de NE para SW.

O Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), braço operacional do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), faz uma compilação mensal das FF registradas. Em julho de 2008 foram registradas 6 FF, conforme Figura 3.15. No eixo X são representados os dias do mês e no eixo Y, a evolução latitudinal dos sistemas frontais pelo litoral. O Caso 1 corresponde à 5ª Frente detectada. Segundo informação do CPTEC:

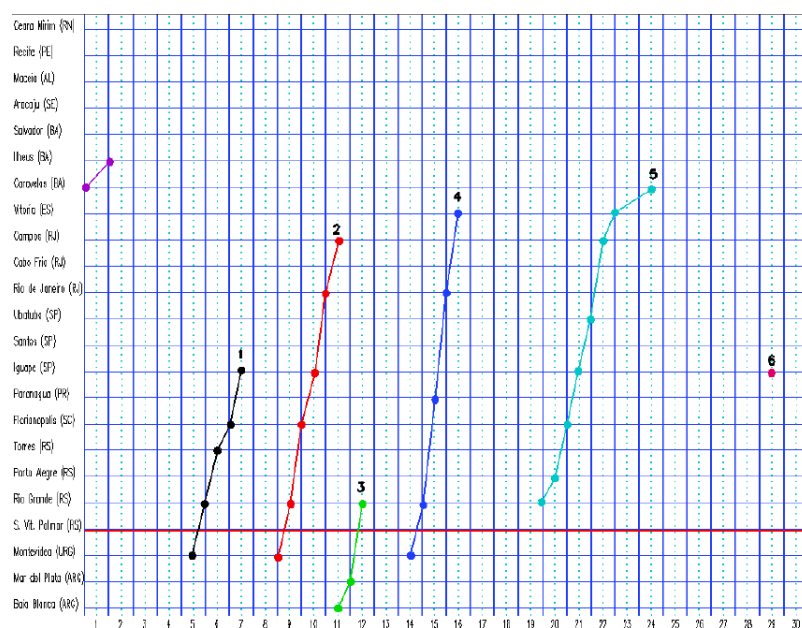
O sistema surgiu de uma ciclogênese que se formou entre o Rio Grande do Sul e o Uruguai durante o dia 20. O ciclone extratropical associado a esta onda frontal provocou ventos intensos sobre o Nordeste da Província de Buenos Aires, Uruguai e o Sudeste do Rio Grande do Sul. Em algumas localidades do litoral de Buenos Aires, Uruguai e Rio Grande do Sul, os ventos ultrapassaram os 80 Km/h. O dia anterior à formação do ciclone, os ventos começaram a se intensificar sobre a Bacia do Prata, registrando-se o fenômeno conhecido como “Sudestada”. Este sistema chegou, pelo litoral, até Caravelas-BA durante o dia 24.

Conforme será descrito no Capítulo 4, nesse estudo é utilizado um modelo numérico para comparação com os dados medidos pela bóia oceanográfica. O forçante atmosférico desse modelo são os dados sinóticos de Reanálise do NCEP (KALNAY et al., 1996).

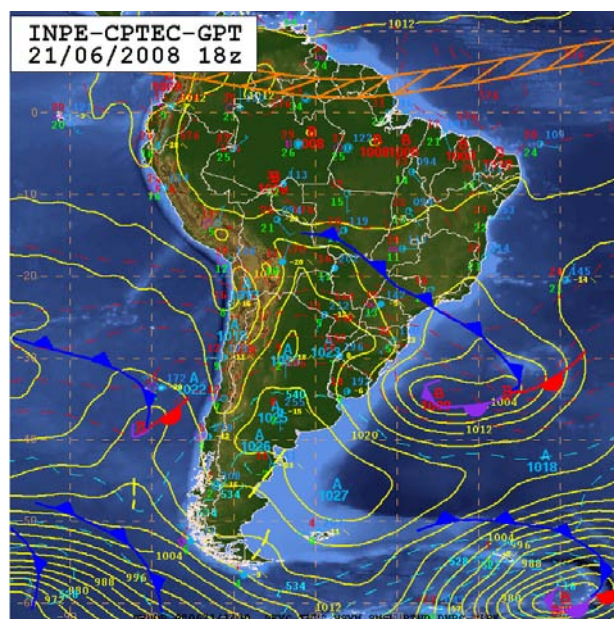
Para que o modelo hidrodinâmico seja minimamente capaz de reproduzir os dados medidos, é necessário que os campos eólicos usados como forçantes sejam similares aos reais. Para evidenciar que esse é caso, a Figura 3.16 apresenta uma comparação da carta sinótica do CPTEC (Figura 3.16(a)) com o campo de vento e pressão do NCEP (Figura 3.16(b), utilizando mesma representação da Figura 2.2). Os dois mapas representam o mesmo instante (21 de Junho de 2008 as 18:00) de passagem da FF pela região de interesse. Observa-se que os campos são extremamente semelhantes, com uma baixa centrada em 35°S, 45°W com 1000 *hPa*. A Frente Fria (linha com triângulos em azul) se estende desde Mato Grosso até o centro de baixa, onde encontra uma Frente Quente (linha com semicírculos vermelhos), e a oclude em parte (linha magenta com triângulos e semicírculos). Um centro de alta de 1027 *hPa* localiza-se a Leste da Argentina. Outros dois centros de baixa se destacam em 60°S a Oeste e Leste do Continente, gerados pelo braço ascendentes das Células de Ferrel e Polar.



**Figura 3.14:** Situação de passagem de Frente Fria entre os dias 21 e 27 de Junho de 2008. No gráfico superior a pressão atmosférica (em hecto Pascal) está representada pela linha em azul e a temperatura do ar (em graus Celsius) pela linha em verde. No gráfico inferior os vetores em azul indicam para onde o vento a 10 metros de altura vai e a linha em vermelho representa a velocidade absoluta do vento em metros por segundo.

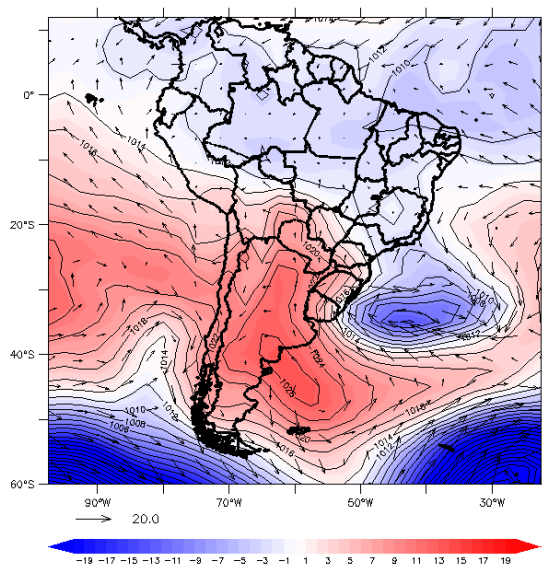


**Figura 3.15:** Acompanhamento das Frentes Frias ao longo do mês de junho de 2008. Fonte: CPTEC.



(a) Carta sinótica do CPTEC.

TIME : 21-JUN-2008 18:00



(b) Resultado da Reanálise do NCEP.

**Figura 3.16:** Campo sinótico do dia 21 de Junho de 2008 às 18:00.

## Caso 2 – Setembro de 2008

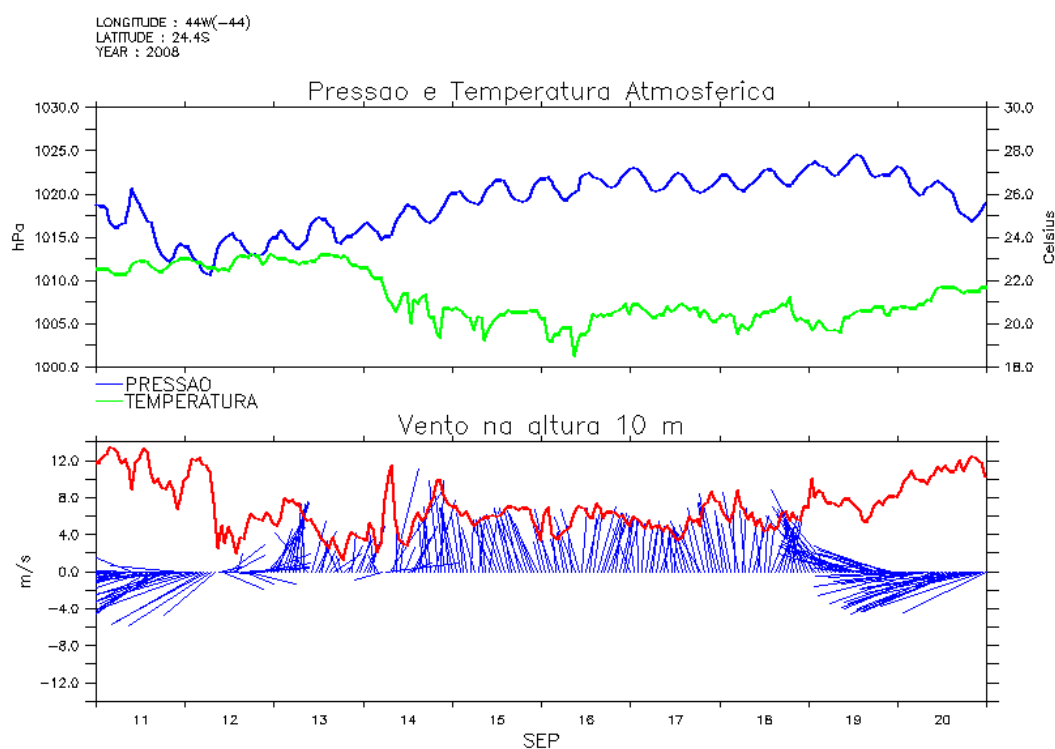
O Caso 2 ocorreu durante o inverno de 2008, entre 12 e 21 de Setembro. Conforme a Figura 3.17, a pressão caiu para 1010 *hPa* no dia 12, antecedendo a passagem da Frente Fria. Após, subiu gradativamente até atingir 1020-1025 *hPa* e se manteve nessa faixa. Houve queda de 3°C na temperatura 48 horas após a queda inicial da pressão. A temperatura manteve-se na faixa 19-21°C mesmo após a passagem da FF. A velocidade do vento variou muito durante todo o evento, sendo o máximo 11 *m/s* e o mínimo, 2 *m/s*. O mínimo ocorreu aproximadamente 24 horas após o início do giro anti-horário do vento de NE para SW.

Conforme a Figura 3.18, foram registradas 7 Frentes Frias no mês de Setembro de 2008. O Caso 2 corresponde à 4ª Frente detectada. Segundo informação do CPTEC:

O quarto sistema, começou o processo de formação com a baixa centrada próximo a Santa Vitória do Palmar-RS atuando pelo litoral até Campos-RJ no dia 16. No decorrer deste dia, a Frente, que já estava enfraquecida, foi reforçada dinamicamente por cavado na troposfera média e alta e pelo Jato Sub-Tropical adquirindo características de um cavado baroclínico e desta forma chegou até Ilhéus-BA, no dia 18.

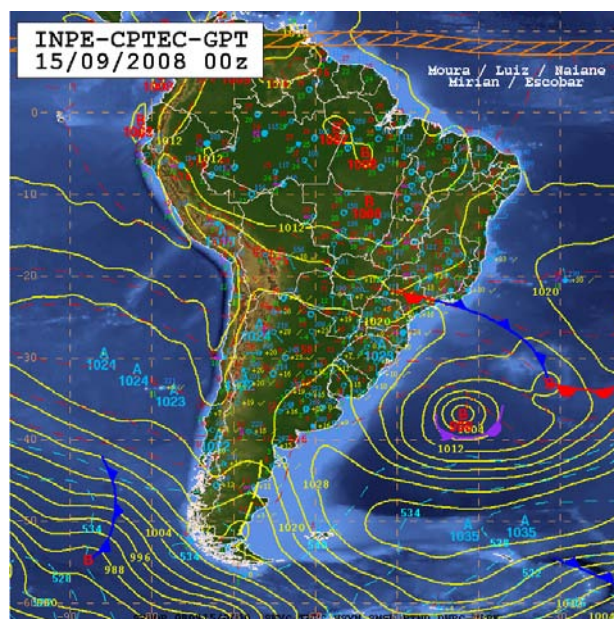
O campo de pressão da Reanálise do NCEP foi extremamente similar à análise sinótica do CPTEC (Figura 3.19). Observa-se a Frente estacionária entre o Leste do Estado de São Paulo e o litoral Sul do Estado do Rio de Janeiro e estendendo-se até um centro de baixa pressão sobre o Atlântico, que está localizado em 33°S, 31°W. O ciclone extratropical que estava associado a este sistema se desprende e aparece centrado em 38°S, 42°W com 998 *hPa*. A Alta Subtropical do Pacífico Sul apresenta valor de 1024 *hPa* próximo do paralelo 30°S. Sobre o NW da Argentina e Rio Grande do Sul observam-se áreas de alta pressão de até 1024 *hPa*. A ITCZ oscila próxima ao paralelo 10°N.





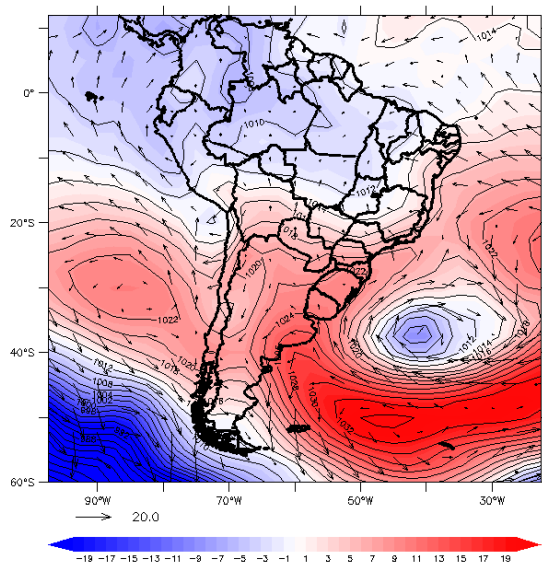
**Figura 3.17:** Situação de passagem de Frente Fria entre os dias 12 e 21 de Setembro de 2008. No gráfico superior a pressão atmosférica (em hecto Pascal) está representada pela linha em azul e a temperatura do ar (em graus Celsius) pela linha em verde. No gráfico inferior os vetores em azul indicam para onde o vento a 10 metros de altura vai e a linha em vermelho representa a velocidade absoluta do vento em metros por segundo.





(a) Carta sinótica do CPTEC.

TIME : 15-SEP-2008 00:00



(b) Resultado da Reanálise do NCEP.

**Figura 3.19:** Campo sinótico do dia 15 de Setembro de 2008 às 00:00.

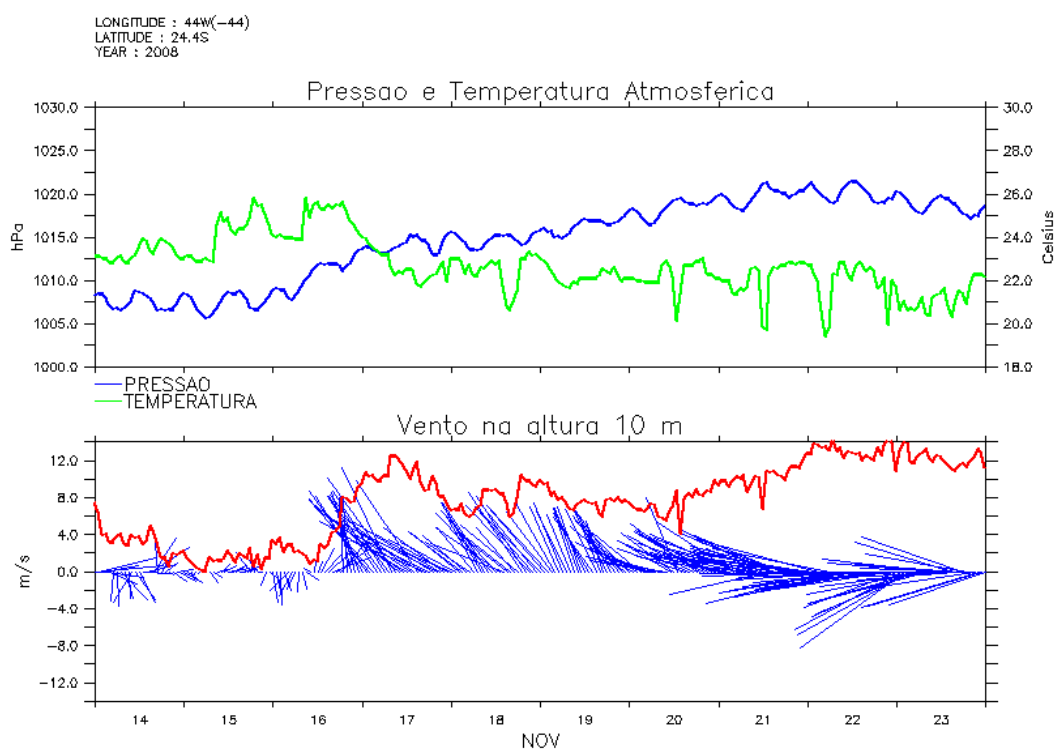
### Caso 3 – Novembro de 2008

O Caso 3 ocorreu durante a primavera de 2008, entre 14 e 23 de Novembro. Conforme a Figura 3.20 e 3.6, a pressão atmosférica já estava baixa, entre 1005 e 1008 *hPa*. Durante o evento, a pressão se elevou até 1018 *hPa*, permanecendo aproximadamente nesse valor. Houve queda de 4°C na temperatura 48 horas após a queda inicial da pressão. A temperatura manteve-se na faixa 20-23°C mesmo após a passagem da FF. A velocidade do vento variou muito durante todo o evento, sendo o máximo 12 *m/s* e o mínimo, 1 *m/s*. O mínimo ocorreu no momento do giro anti-horário do vento de NE para SW.

Conforme a Figura 3.21, foram registradas 5 Frentes Frias no mês de Novembro de 2008. O Caso 3 corresponde à 2ª Frente detectada, que foi a única a atingir o território brasileiro. Segundo informação do CPTEC:

uma Frente Fria chegou pelo litoral até Ubatuba-SP, sem influenciar o tempo significativamente no interior do continente. Este sistema foi a segunda FF do mês e, no oceano, foi uma das responsáveis por manter a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) ativa, além de causar acumulados significativos de chuva no litoral paulista.

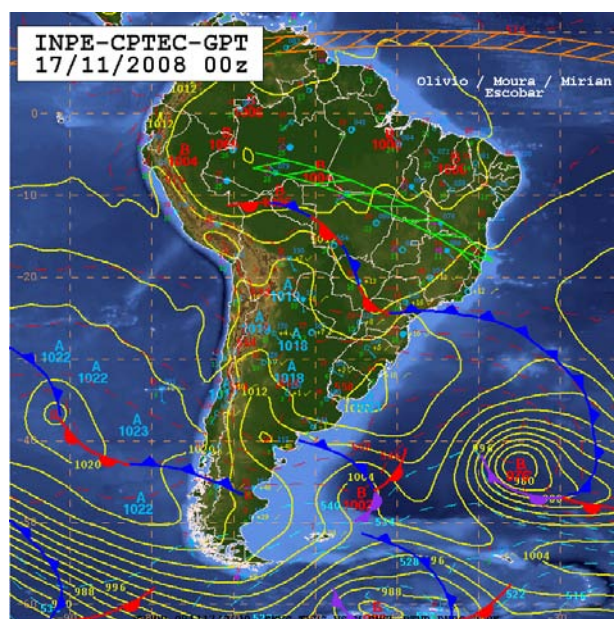
O campo de pressão da Reanálise do NCEP foi extremamente similar à análise sinótica do CPTEC (Figura 3.22). Nota-se a presença da ZCAS estendendo-se desde o Centro-Sul do Estado do Amazonas até Espírito Santo. No Atlântico percebe-se um ciclone com núcleo de 976 *hPa*, centrado em 43°S, 36°W associado a uma FF. Este sistema se estende até o Sudeste de São Paulo e Norte e Noroeste do Paraná. Existe também uma alta pós frontal de 1021 *hPa* centrada sobre o Leste do Uruguai. A Sul deste Anticiclone existe um CE influenciando o Sul da Província de Buenos Aires. A ITCZ atua entre os paralelos 8°N e 10°N. A Alta no Pacífico Sul atua sobre o Chile e Peru. Frentes Frias também podem ser observadas no Pacífico e sobre o Atlântico Sul a Sul das Ilhas Malvinas.



**Figura 3.20:** Situação de passagem de Frente Fria entre os dias 14 e 23 de Novembro de 2008. No gráfico superior a pressão atmosférica (em hecto Pascal) está representada pela linha em azul e a temperatura do ar (em graus Celsius) pela linha em verde. No gráfico inferior os vetores em azul indicam para onde o vento a 10 metros de altura vai e a linha em vermelho representa a velocidade absoluta do vento em metros por segundo.

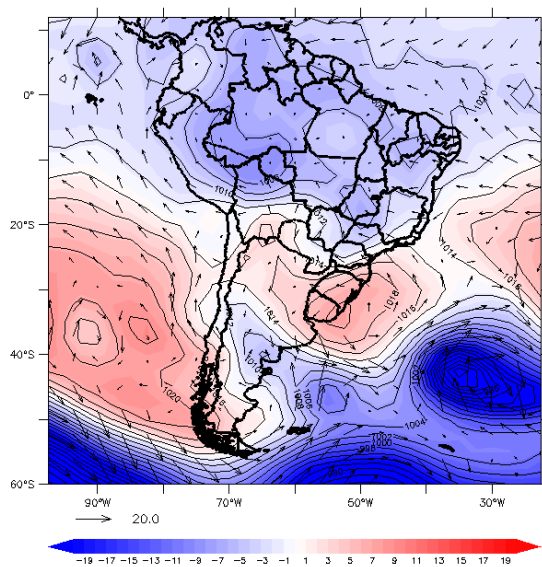


**Figura 3.21:** Acompanhamento das Frentes Frias ao longo do mês de novembro de 2008. Fonte: CPTEC.



(a) Carta sinótica do CPTEC.

TIME : 17-NOV-2008 00:00



(b) Resultado da Reanálise do NCEP.

**Figura 3.22:** Campo sinótico do dia 17 de Novembro de 2008 às 00:00.

#### Caso 4 – Janeiro de 2009

O Caso 4 ocorreu durante o verão de 2009, entre 20 e 26 de Janeiro. Conforme a Figura 3.23 e 3.6, a pressão atmosférica já estava baixa – entre 1006 e 1010 *hPa* – devido à influência de uma FF um dia antes (4ª FF na Figura 3.24). Durante o evento, a pressão se elevou até um máximo de 1018 *hPa*, permanecendo após na faixa 1006 - 1010 *hPa*. A queda de temperatura no momento de entrada da FF foi pequena, variando menos de 2°C, mantendo-se em aproximadamente 25°C. A velocidade do vento foi razoavelmente constante durante o evento, se mantendo entre 7 *m/s* e 10 *m/s*.

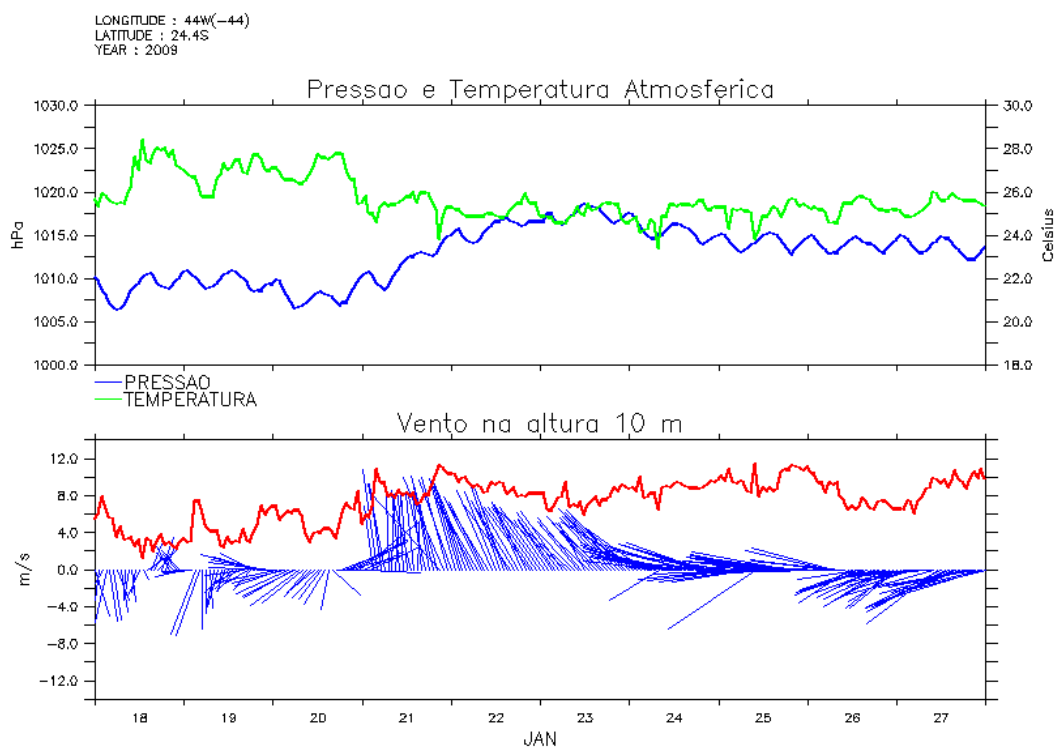
Conforme a Figura 3.21, foram registradas 7 Frentes Frias no mês de Janeiro de 2009. O Caso 4 corresponde a 5ª Frente detectada. Segundo informação do CPTEC:

No dia 20 uma nova FF formou-se na altura de São Paulo dando origem a um novo evento de ZCAS que durou até o dia 23. A FF deslocou-se pelo litoral entre Santos (SP) e Cabo Frio (RJ).

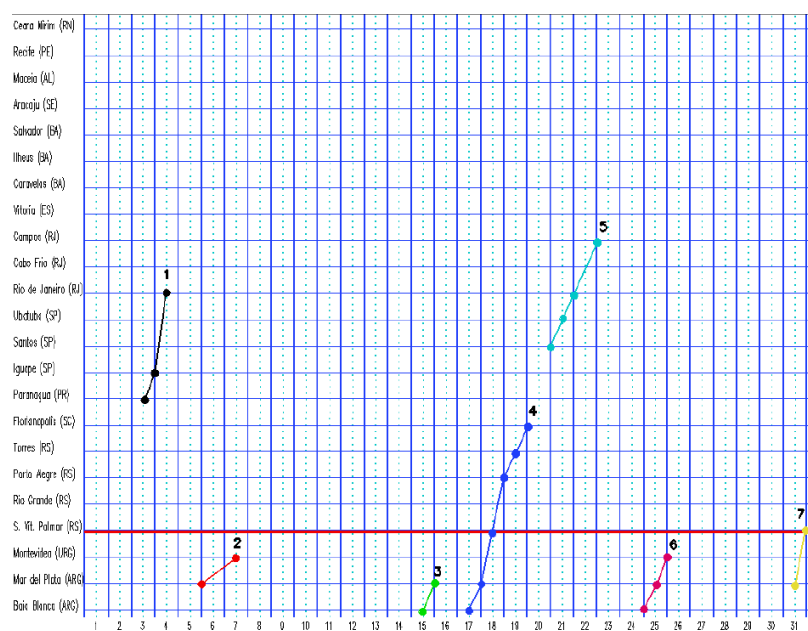
Aqui é importante ressaltar que é possível que a 4ª e 5ª FF sejam o mesmo evento. Provavelmente a FF perdeu intensidade na altura de Santa Catarina e voltou a se intensificar em São Paulo. Uma perda de umidade, que dificulta visualização da FF em imagens de satélite, pode explicar a separação em dois eventos distintos feita pelo CPTEC.

O campo de pressão da Reanálise do NCEP foi extremamente similar à análise sinótica do CPTEC (Figura 3.25). Existe um sistema frontal subtropical com baixa de 1008 *hPa* localizado em 30°S, 38°W, atingindo o NE do Estado de São Paulo e dando suporte a ZCAS. Observa-se baixas oclusas no Atlântico e Pacífico, centradas em 62°S, 49°W e 58°S, 85°W respectivamente. A Zona de Convergência Intertropical encontra-se oscilando entre 0° e 5°N. Uma alta de 1023 *hPa* encontra-se sobre os Andes.

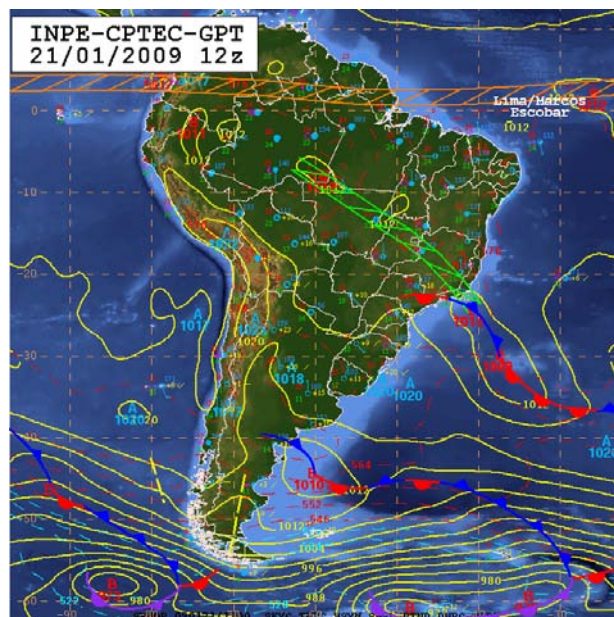




**Figura 3.23:** Situação de passagem de Frente Fria entre os dias 20 e 26 de Janeiro de 2009. No gráfico superior a pressão atmosférica (em hecto Pascal) está representada pela linha em azul e a temperatura do ar (em graus Celsius) pela linha em verde. No gráfico inferior os vetores em azul indicam para onde o vento a 10 metros de altura vai e a linha em vermelho representa a velocidade absoluta do vento em metros por segundo.

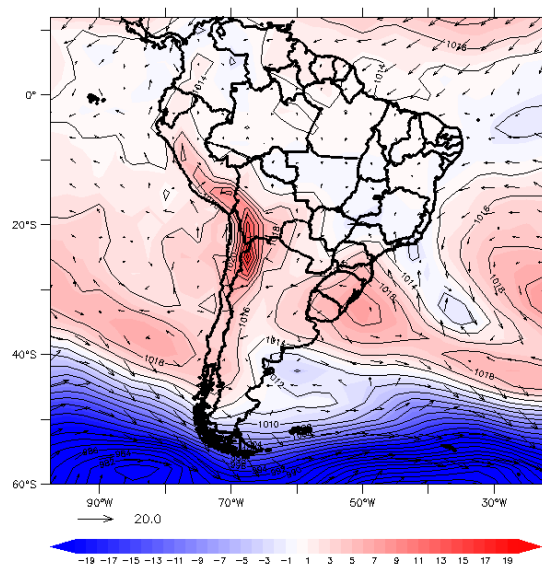


**Figura 3.24:** Acompanhamento das Frentes Frias ao longo do mês de janeiro de 2009. Fonte: CPTEC.



(a) Carta sinótica do CPTEC.

TIME : 21-JAN-2009 12:00



(b) Resultado da Reanálise do NCEP.

**Figura 3.25:** Campo sinótico do dia 21 de Janeiro de 2009 às 12:00.

### 3.3 Análise dos Dados Oceanográficos

#### 3.3.1 Temperatura da Água

A Figura 3.26 mostra a série de temperatura da água medida pelo sensor acoplado ao ADCP. Valores estão em graus Celsius. O menor valor registrado foi 21°C em 07 de julho de 2008 às 04:00 e o maior, 28,2°C em 06 de fevereiro de 2009. Foram detectados *spikes* nas medições em 18/12/2008, 04/02/2009, 05/02/2009, 07/02/2009 e 08/02/2009. Apesar da menor variabilidade quando comparada à temperatura do ar, é óbvia a evolução sazonal da temperatura da água, com valores mais elevados no verão.

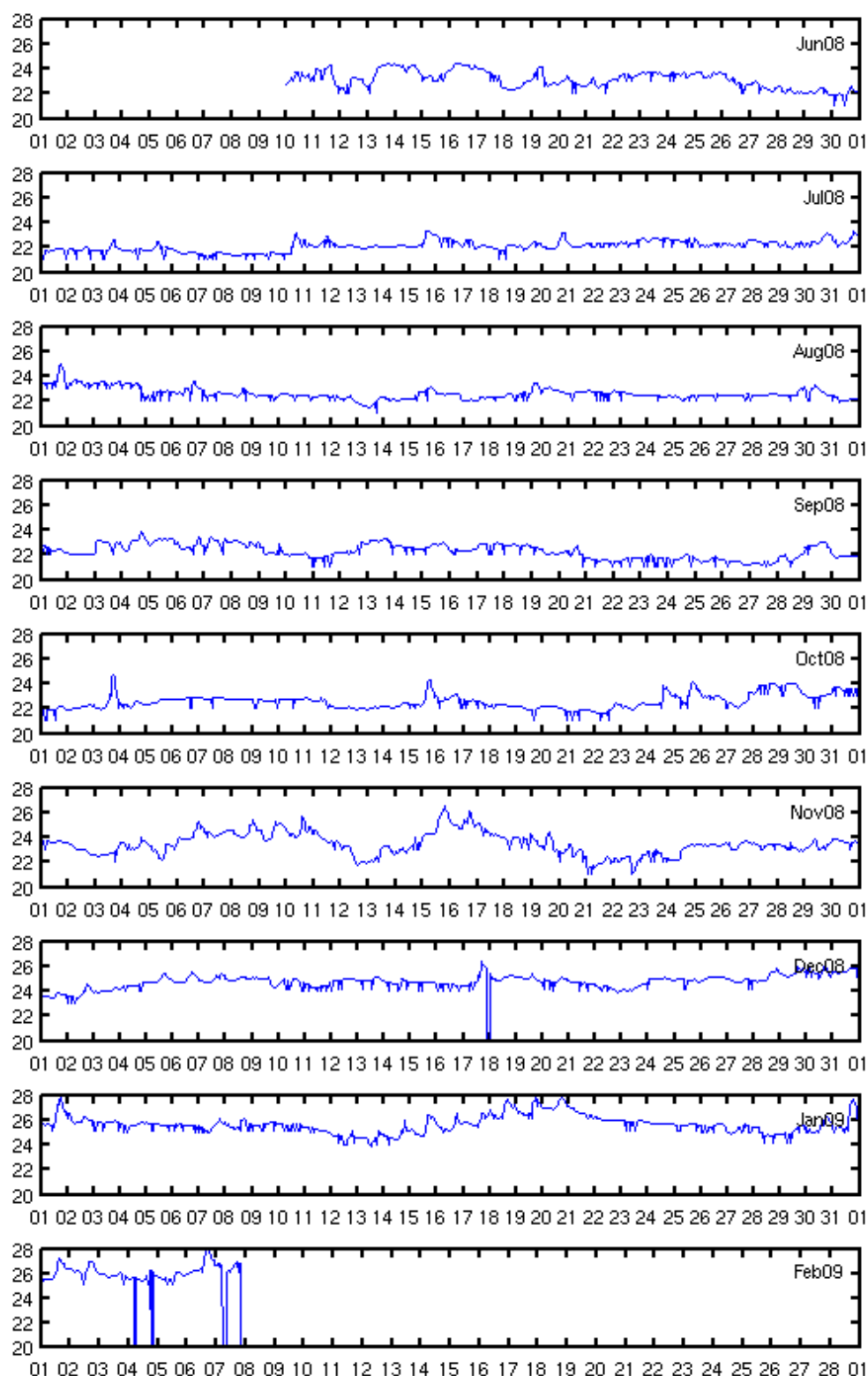
#### 3.3.2 Corrente

Conforme Tabela 3.1, o ADCP instalado na bóia perfilou 20 camadas com 2,5 m de espessura cada. A distância do ADCP à 1ª camada (*blank space*) – em que nenhum dado pode ser medido devido ao retorno do eco enquanto o pulso sônico ainda está sendo emitido – era de 5 m. Considerando o centro da camada como a profundidade de medição, a Tabela 3.7 apresenta as profundidades perfiladas em metros.

**Tabela 3.7:** Profundidade de medição do ADCP em metros.

Camada	Profundidade	Camada	Profundidade
1	6,25 <sup>1</sup>	11	31,25
2	8,75	12	33,75
3	11,25	13	36,25
4	13,75	14	38,75
5	16,25	15	41,25
6	18,75	16	43,75
7	21,25	17	46,25
8	23,75	18	48,75
9	26,25	19	51,25
10	28,75	20	53,75

<sup>1</sup> medições não foram utilizadas devido a provável falha na aquisição.



**Figura 3.26:** Série de temperatura superficial da água medida na bóia. Valores estão em graus Celsius.

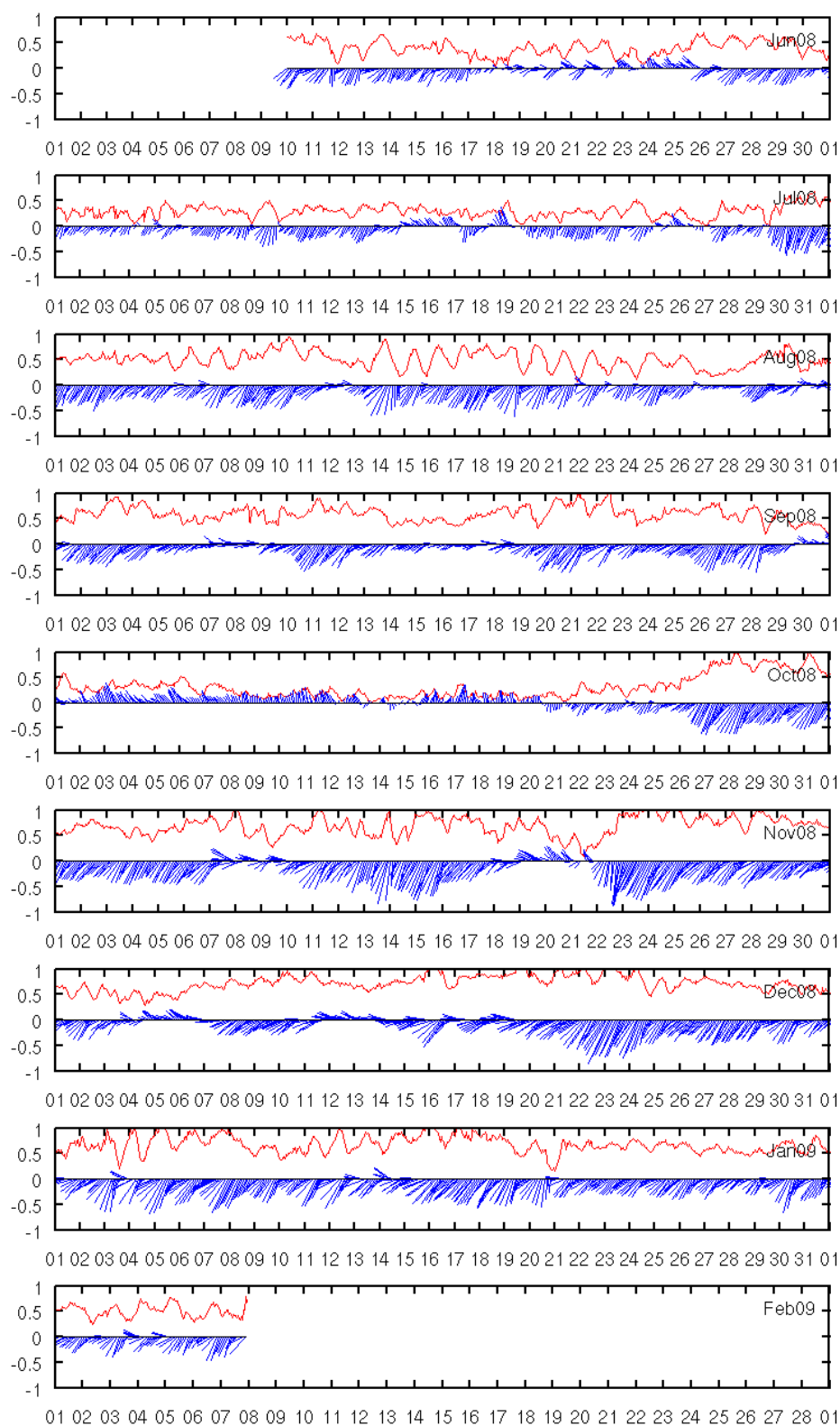
As Figuras 3.27 e 3.28 apresentam as séries de velocidade de corrente medidas nas profundidades 8,75 e 53,75 m respectivamente. Vetores em azul indicam para onde a corrente vai e a linha vermelha representa a velocidade absoluta da corrente. Valores estão em metros por segundo. Durante o período de medição houve vários registros de velocidades iguais a zero. A velocidade máxima detectada foi aproximadamente 1,2 m/s em 23 de dezembro de 2008. Considerou-se como *spike* a velocidade de 1,8 m/s medida na camada 20 no dia 07 de fevereiro de 2009, já no fim da campanha.

Na Figura 3.29 observa-se as rosas de corrente nas profundidades 8,75 e 53,75 m. Como a variação sazonal da corrente é pequena, apenas as rosas calculadas utilizando toda a série medida são mostradas. As Tabelas 3.8 e 3.9 apresentam em mais detalhes a distribuição da velocidade da corrente por direção.

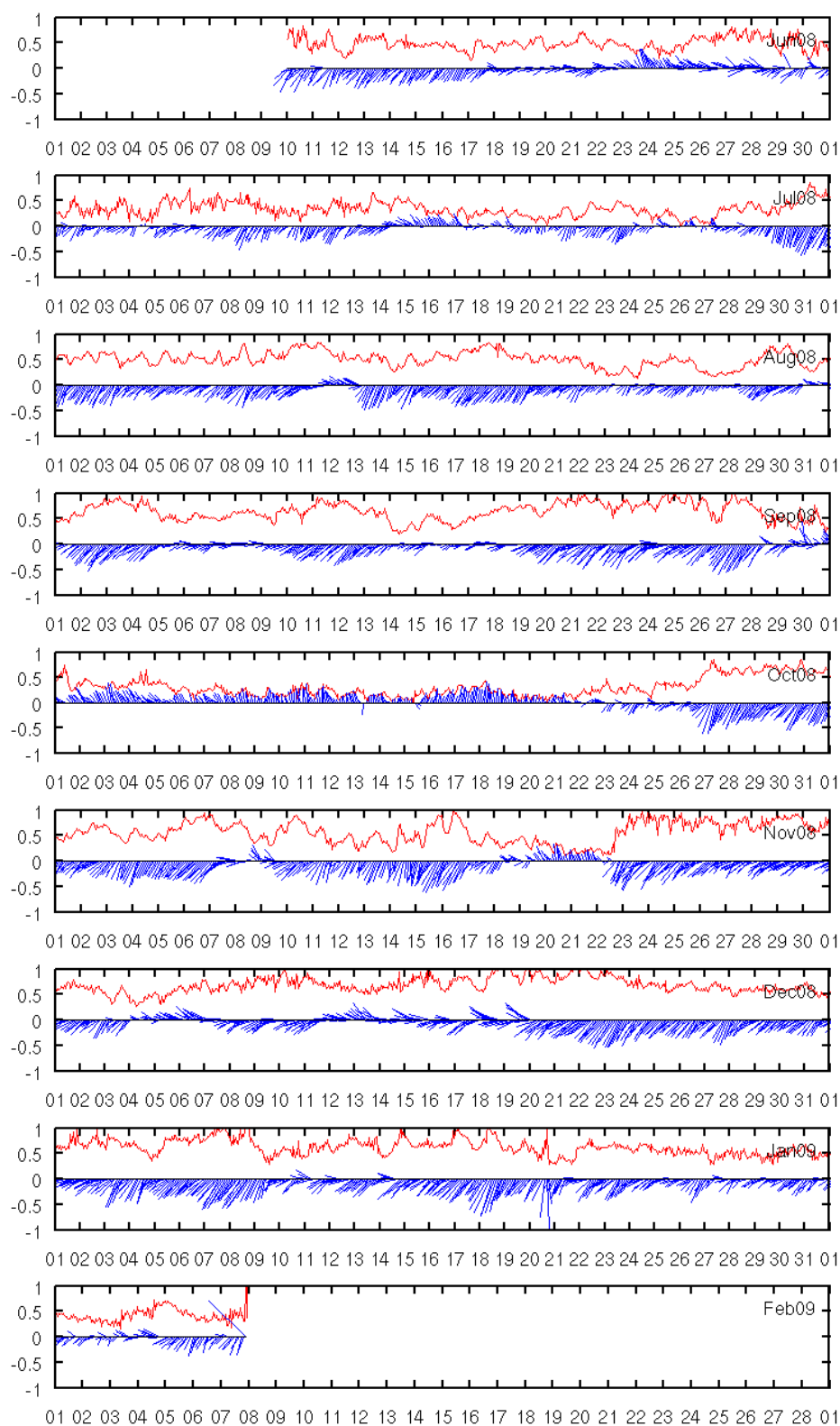
**Tabela 3.8:** Distribuição de velocidade por direção da corrente na profundidade 8,75 m.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	total
<b>0,0 a 0,1</b>	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,3	0,3	2,2
<b>0,1 a 0,2</b>	1,0	0,5	0,3	0,1	0,5	1,6	1,8	1,4	7,2
<b>0,2 a 0,3</b>	0,4	0,1	0,0	0,0	0,5	2,9	3,8	1,7	9,5
<b>0,3 a 0,4</b>	0,1	0,0	0,0	0,0	0,3	4,6	6,4	1,4	12,8
<b>0,4 a 0,5</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	4,9	6,6	0,7	12,3
<b>0,5 a 0,6</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	7,3	7,6	0,1	15,4
<b>0,6 a 0,7</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	7,3	8,3	0,0	15,6
<b>0,7 a 0,8</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,2	6,3	0,0	12,5
<b>0,8 a 0,9</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,9	3,5	0,0	7,4
<b>0,9 a 1,0</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	2,0	1,6	0,0	3,7
<b>&gt; 1,0</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,7	0,0	1,5
<b>total</b>	1,9	0,9	0,5	0,2	2,1	41,9	46,9	5,6	100,0
<b>média (m/s)</b>	0,2	0,1	0,1	0,1	0,3	0,6	0,6	0,3	

Conforme a Figura 3.2, as medições de velocidade do ADCP instalado na bóia estavam sob forte influência da Corrente do Brasil. Como a CB é uma corrente geostrófica, seu fluxo é praticamente paralelo às isóbatas no talude continental. As isóbatas na região de medição têm orientação de aproximadamente 70° em relação ao Norte Verdadeiro. Isso justifica praticamente 90% do registros apontarem a corrente fluindo para Sudoeste e Oeste, conforme as Tabelas 3.8 e 3.9. Medições em direções diferentes podem ser ex-

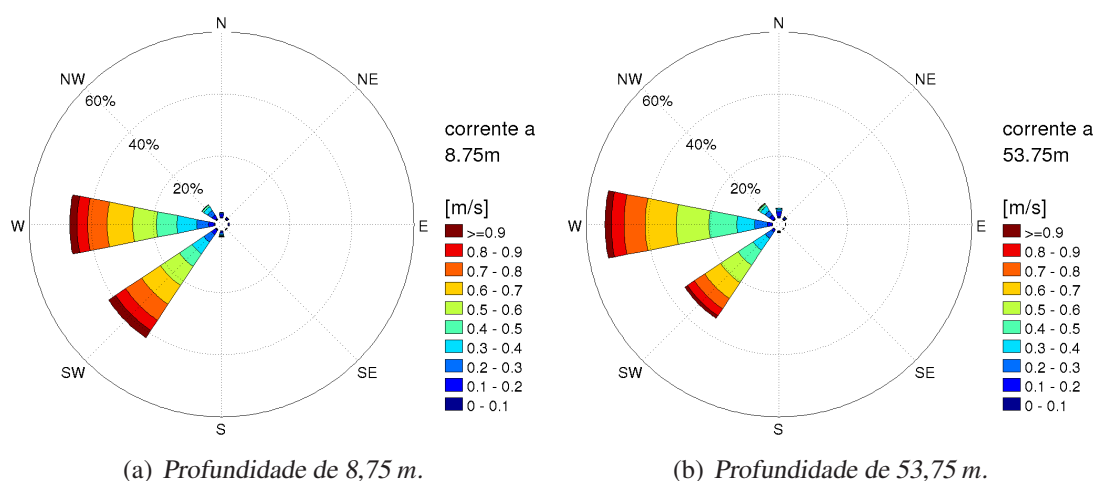


**Figura 3.27:** Série de corrente medida na bóia na profundidade 8,75 m. Vetores em azul indicam para onde a corrente vai e linha vermelha representa a velocidade absoluta da corrente. Valores estão em metros por segundo.



**Figura 3.28:** Série de corrente medida na bóia na profundidade 53,75 m. Vetores em azul indicam para onde a corrente vai e linha vermelha representa a velocidade absoluta da corrente. Valores estão em metros por segundo.





**Figura 3.29:** Distribuição de direção e velocidade da corrente no período medido.

**Tabela 3.9:** Distribuição de velocidade por direção da corrente na profundidade 53,75 m.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	total
<b>0,0 a 0,1</b>	0,5	0,2	0,2	0,0	0,1	0,2	0,2	0,2	1,5
<b>0,1 a 0,2</b>	1,5	0,4	0,0	0,0	0,2	0,8	1,5	1,5	5,9
<b>0,2 a 0,3</b>	0,7	0,3	0,0	0,0	0,2	2,4	4,1	1,7	9,4
<b>0,3 a 0,4</b>	0,4	0,2	0,0	0,0	0,1	4,7	5,7	1,8	12,9
<b>0,4 a 0,5</b>	0,1	0,0	0,0	0,0	0,2	5,8	9,0	0,7	15,7
<b>0,5 a 0,6</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,8	10,5	0,3	17,5
<b>0,6 a 0,7</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,1	10,0	0,1	16,2
<b>0,7 a 0,8</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,0	6,8	0,0	10,9
<b>0,8 a 0,9</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,7	4,1	0,0	6,8
<b>0,9 a 1,0</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	1,5	0,0	2,4
<b>&gt; 1,0</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,5	0,0	0,7
<b>total</b>	3,3	1,1	0,2	0,1	0,8	34,4	53,9	6,2	100,0
<b>média (m/s)</b>	0,2	0,2	0,1	0,1	0,3	0,6	0,6	0,3	

plicadas primordialmente por atividade de mesoescala, como meandramento e vórtices.

Um ponto a ser destacado, é que a velocidade média da 1ª camada é significativamente menor – aproximadamente 35% – do que nas camadas inferiores, conforme a Tabela 3.10. Apesar disso poder ser motivado por essa camada estar mais próxima

da superfície, e portanto ser mais facilmente afetada pela interação com o vento e ondas de superfície, também deve ser considerada a possibilidade de ter ocorrido falha na medição no 1º bin do ADCP. Devido a essa incerteza, dados da 1ª camada não serão utilizados nas análises.

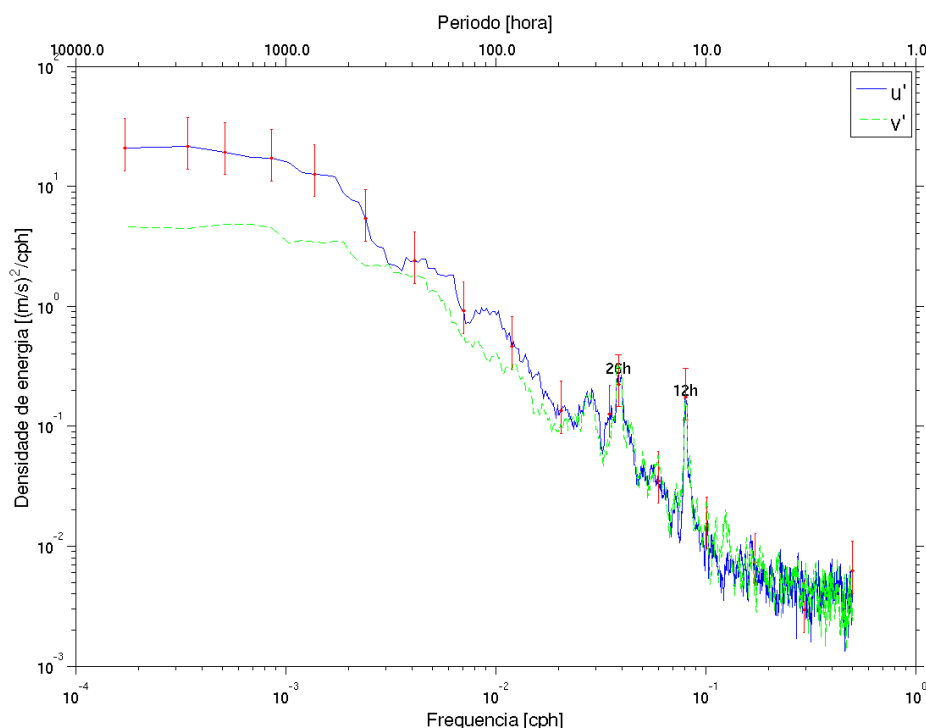
**Tabela 3.10:** *Velocidade média da corrente em cada camada do ADCP. Profundidade está em metros e velocidade em metros por segundo.*

Camada	Profundidade	Velocidade	Camada	Profundidade	Velocidade
1	6,25	0,3521	11	31,25	0,5354
2	8,75	0,5289	12	33,75	0,5362
3	11,25	0,5307	13	36,25	0,5354
4	13,75	0,5323	14	38,75	0,5344
5	16,25	0,5337	15	41,25	0,5328
6	18,75	0,5348	16	43,75	0,5320
7	21,25	0,5352	17	46,25	0,5300
8	23,75	0,5301	18	48,75	0,5278
9	26,25	0,5302	19	51,25	0,5257
10	28,75	0,5347	20	53,75	0,5206

O espectro de densidade de energia das componentes normal e paralela às isóbatas da corrente medida a 53,75 m de profundidade está representado na Figura 3.30. Devido à rotação das componentes para o sentido das isóbatas, a maior parte da energia está na componente paralela, representada pela linha azul. Estão destacados os picos devido à maré astronômica, com período de 12 e 26 horas. Análise feita com 32 graus de liberdade e janelamento retangular.

### 3.3.3 Remoção da Corrente de Maré

A bóia não tem um referencial vertical fixo e o maior período medido pelo sensor de ondas é de 30 segundos, por isso não é possível medir a variação do nível do mar devido à onda de maré astronômica. Para separar a componente da maré da velocidade total medida pelo ADCP foi utilizado o programa de análise harmônica PacMaré versão 2003 desenvolvido por Franco (2009). Optou-se por utilizar dados da camada 20 do ADCP na



**Figura 3.30:** Espectro de densidade de energia da corrente a 53,75 m de profundidade na bóia. Componente paralela a isóbata ( $u'$ ) é representada pela linha azul, e componente normal a isóbata ( $v'$ ) é representada pela linha verde. Estão destacados os picos correspondentes a maré gravitacional com períodos de 12 e 26 horas. Análise feita com 32 graus de liberdade e janelamento retangular.

análise harmônica para reduzir o risco de contaminação devido à influência do vento. A série de velocidade horária foi analisada determinando um limite de 95% de confiança na identificação dos harmônicos. A Tabela 3.11 apresenta os harmônicos obtidos. Como apenas 8 meses de medições estavam disponíveis, não foi possível identificar nenhuma componente de longo período. Conforme esperado, a maior contribuição/amplitude é devido à componente Lunar principal na frequência de um e dois ciclos por dia. As componentes de alta frequência (4 ou mais ciclos por dia) geradas por interações não-lineares entre as componentes astronômicas e devido ao atrito com o fundo tem amplitudes significativamente menores que as astronômicas.

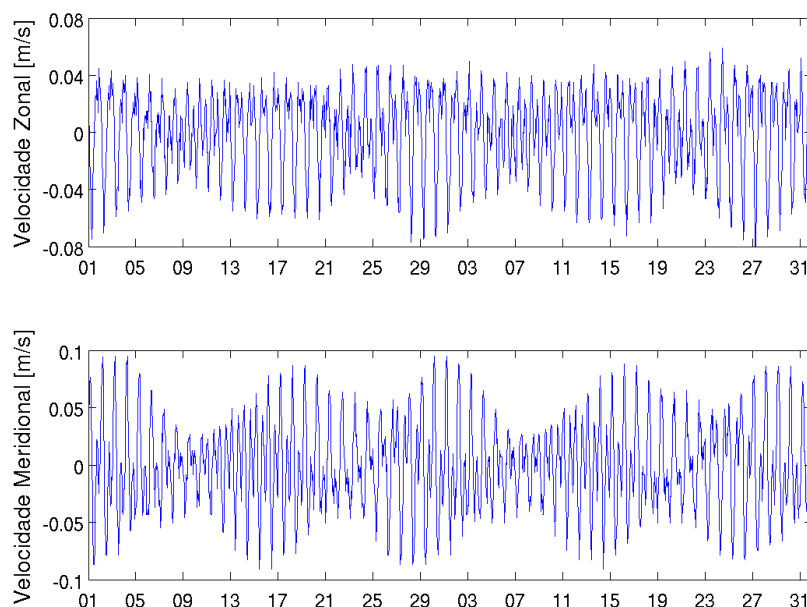
Utilizando os harmônicos da Tabela 3.11, a componente de velocidade devido à

**Tabela 3.11:** Harmônicos de maré obtidos para o ponto de medição da bóia.

Símbolo	Fonte	Período (horas)	Amplitude (m)	
			Meridional	Zonal
$Q_1$	Lunar elíptica maior	26,868356673	1,01	0,45
$O_1$	Lunar principal	25,819341665	2,93	2,28
$K_1$	Lunissolar declinacional	23,934469656	0,83	1,19
$SNK_2$		12,695012943	0,59	0,44
$OP_2$		12,455899628	0,44	0,61
$M_2$	Lunar principal	12,42060122	2,95	2,15
$S_2$	Solar principal	12,0	0,84	0,33
$K_2$	Lunissolar declinacional	11,967234788	0,71	0,19
$SL_4$		6,047525599	0,22	0,11
$SK_4$		5,991797499	0,18	0,28
$2M2NS_6$		4,24289802	0,28	0,03
$4MS_6$		4,189143711	0,02	0,31
$3MSK_6$		4,14411504	0,05	0,24
$3MNOS_7$		3,624097432	0,21	0,16
$4MOS_7$		3,604344951	0,19	0,08
$5SK_{11}$		2,181275261	0,11	0,12
$4MSN_{12}$		2,064502557	0,22	0,05

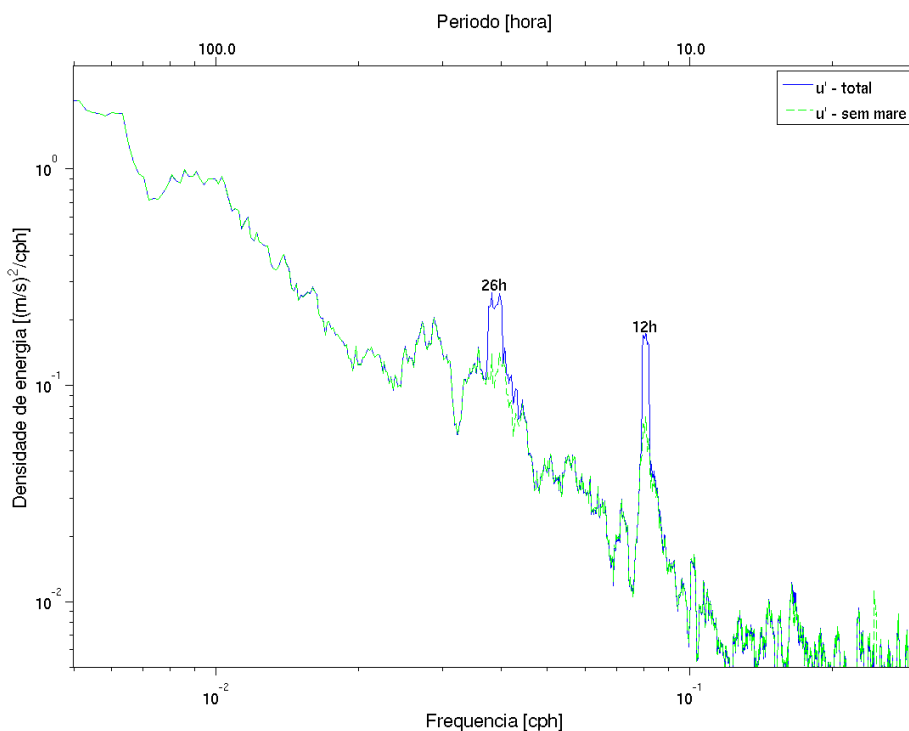
maré foi calculada para todo período de medição da bóia. Como exemplo, a Figura 3.31 apresenta a velocidade zonal (gráfico superior) e meridional (gráfico inferior) em metros por segundo devido à maré nos meses de setembro e outubro de 2008. Pode-se identificar claramente as situações de sizígia (lua cheia e nova, quando os efeitos da Lua e Sol se reforçam e a amplitude da onda aumenta) e quadratura (lua minguante e crescente). Durante a sizígia foram encontradas velocidades de até 10 cm/s. Essa velocidade representa aproximadamente 20% da velocidade média total medida pelo ADCP.

A componente de maior período ( $Q_1$ ) está muito próxima do período inercial do local ( $\approx 29$  horas). Como o objetivo do trabalho é identificar correntes inerciais geradas pelo vento local, nas análises subsequentes a maré foi removida da velocidade total medida. Uma comparação entre o espectro de densidade de energia da velocidade paralela à costa ( $u'$ ) utilizando a velocidade total (linha azul) e com a componente de maré removida (linha verde) é apresentada na Figura 3.32. Análise feita com 32 graus de liberdade e janelamento retangular. Com a remoção da maré houve considerável redução da



**Figura 3.31:** Velocidade zonal (superior) e meridional (inferior) em metros por segundo devido a maré nos meses de setembro e outubro de 2008 para o ponto de medição da bóia. Velocidade foi calculada a partir dos harmônicos obtidos com o programa PacMaré (FRANCO, 2009).

energia nos períodos de 12 e 26 horas, com o restante do espectro permanecendo praticamente inalterado. Isso indica que os harmônicos utilizados no cálculo da corrente de maré estão corretos e que a metodologia de remover a velocidade da maré da velocidade total fornece melhores resultados do que a aplicação de um filtro passa-banda. Mesmo que cuidadosa, a aplicação de um filtro espectral em frequências tão próximas da frequência inercial acaba por remover parte da energia associada a outros forçantes além da maré.

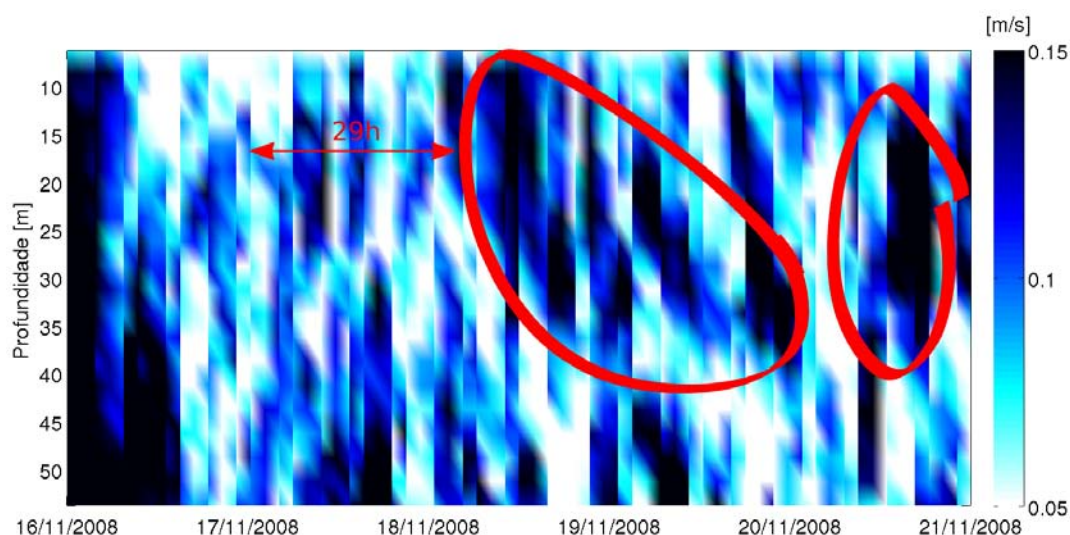


**Figura 3.32:** Espectro de densidade de energia da corrente paralela a isóbata ( $u'$ ). A corrente total medida na profundidade 53,75 m é representada pela linha em azul. A corrente resultante após a remoção da componente da maré está representada em verde. Análise feita com 32 graus de liberdade e janelamento retangular.

### 3.4 Análise Cruzada dos Forçantes Meteorológicos Locais e Resposta Oceânica

Existem muitas incertezas no cálculo da quantidade de movimento que é efetivamente transferida do vento para o oceano em escala local. Além de ondas de gravidade e células de Langmuir, esse momentum também gera correntes de deriva. Devido à elevada inércia da água, mesmo que a ação do vento seja interrompida, essas correntes continuarão existindo por algum tempo, sofrendo influência da força de Coriolis e fricção. Como exemplo, a Figura 3.33 mostra a velocidade absoluta das correntes inerciais geradas pela passagem da Frente Fria descrita no Caso 3 (16 a 21 de Novembro de 2008).

Essas correntes foram filtradas através da aplicação de um filtro espectral passa-banda entre 28 e 30 horas nas séries medidas onde a maré já havia sido removida. Como o período inercial do local é aproximadamente 29 horas, as correntes representadas na Figura 3.33 são devidas apenas a oscilações inerciais. Conforme visto na Figura 3.20, o vento girou do quadrante Norte para o Sul já no final do dia 16 de Novembro. A seta vermelha na Figura 3.33 apresenta o intervalo aproximado de 29 horas desde o giro do vento até o surgimento das primeiras correntes inerciais no local, destacadas em vermelho. Acredita-se que essas correntes são devido à ação do vento porque estão restritas às primeiras dezenas de metros da coluna da água. Caso fossem causadas por instabilidades na própria corrente geostrófica teriam maior extensão vertical. Durante a passagem da Frente Fria do Caso 3 foram detectadas correntes inercias de aproximadamente 15 *cm/s* geradas pelo vento.



**Figura 3.33:** Velocidade total de correntes inerciais medidas durante passagem de Frente Fria descrita no Caso 3 (16 a 21 de Novembro de 2008). Estão destacados em vermelho as correntes geradas pelo vento local vindo do quadrantes Sul.

Uma análise espectral cruzada foi realizada para avaliar a influência do vento local na corrente. Foram utilizadas a componente paralela à isóbata ( $u'_{\text{wind}}$ ) do vento a 10 *m* de altura e a componente normal à isóbata ( $v'_{\text{curr}}$ ) da corrente a 8,75 *m* de profundi-

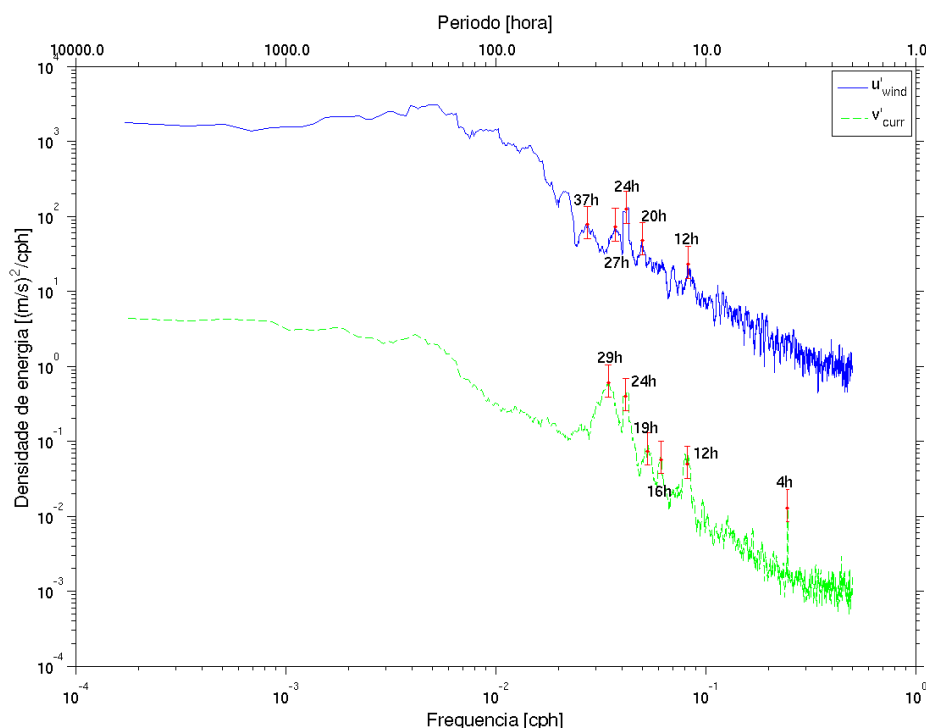
dade. Conforme a Figura 3.30, a maior parte da energia da corrente está na componente  $u'$ . Uma menor quantidade de energia em  $v'$  facilita a detecção de oscilações devido ao vento, motivo pelo qual essa foi a componente da corrente escolhida. Foram utilizados dados da 2ª camada do ADCP – destacando novamente que as medições da 1ª camada estão incorretas – pois sendo a camada mais próxima da superfície é nela que se pode observar a influência mais intensa do vento local. Análise feita com 32 graus de liberdade e janelamento retangular.

O espectro de  $u'_{\text{wind}}$  está representado pela linha azul na Figura 3.34 e o espectro de  $v'_{\text{curr}}$ , pela linha verde. Observa-se a existência de picos com períodos de 12 e 24 horas em  $u'_{\text{wind}}$  devido à maré atmosférica, que não pode ser removida pois os harmônicos não são bem definidos na literatura. Picos menores são detectados em 20 e 37 horas, com um último em 27 horas, estando muito próximo do período de oscilação natural do local.

No espectro de  $v'_{\text{curr}}$  constata-se que embora a energia nos picos de 12 e 24 horas tenha diminuído consideravelmente com a remoção da maré oceânica, uma parte da energia ainda permanece nesses períodos. Um pico significativo pode ser visto em 29 horas, correspondendo à frequência de oscilação do local. Isso evidencia o caráter extremamente geostrófico da corrente. A inexistência de um pico semelhante no espectro de  $u'_{\text{wind}}$  indica que o vento não é totalmente geostrófico. Os vetores do vento não são exatamente tangentes às isóbaras, existe uma pequena componente direcionada ao centro de baixa pressão. Observam-se picos menores em 4, 16 e 19 horas, para os quais não existe uma explicação direta. Conforme a Tabela 3.11, não há nenhum harmônico relevante da maré astronômica nesses períodos. Uma possível causa é que como a excitação do vento na corrente tem caráter não-linear, oscilações do vento em uma frequência podem gerar oscilações em frequências distintas na corrente.

A análise espectral cruzada dos dados de vento e corrente é apresentada na Figura 3.35. A análise foi feita com 32 graus de liberdade e janelamento retangular. A Coerência está representada na Figura 3.35(a). Esse gráfico representa a correlação por faixa de frequência existente entre as duas séries ( $u'_{\text{wind}}$  e  $v'_{\text{curr}}$ ). Quanto maior a Coerência, mais





**Figura 3.34:** Espectro de densidade de energia da componente paralela a isóbata ( $u'_{\text{wind}}$ ) do vento a 10 m de altura (linha azul) e da componente normal a isóbata ( $v'_{\text{curr}}$ ) da corrente a 8,75 m de profundidade (linha verde). Estão destacados os períodos dos vários picos encontrados nos dois espectros. Análise feita com 32 graus de liberdade e janelamento retangular.

fácil é prever o comportamento de  $v'_{\text{curr}}$  a partir de  $u'_{\text{wind}}$  utilizando uma relação linear (BENDAT; PIERSOL, 1986). A linha tracejada verde representa o limite de confiança de 95%.

Observa-se claramente uma faixa de alta Coerência com período de 4 a 10 dias, com um pico em 7 dias. Essa faixa corresponde aproximadamente à frequência de passagem de Frentes Frias. No entanto, uma alta Coerência indica apenas que as séries têm um comportamento correlacionado nas frequências analisadas. Por exemplo, se a energia no espectro de  $u'_{\text{wind}}$  e  $v'_{\text{curr}}$  aumenta na mesma frequência, a coerência será alta, independentemente de quanto é o aumento dessa energia.

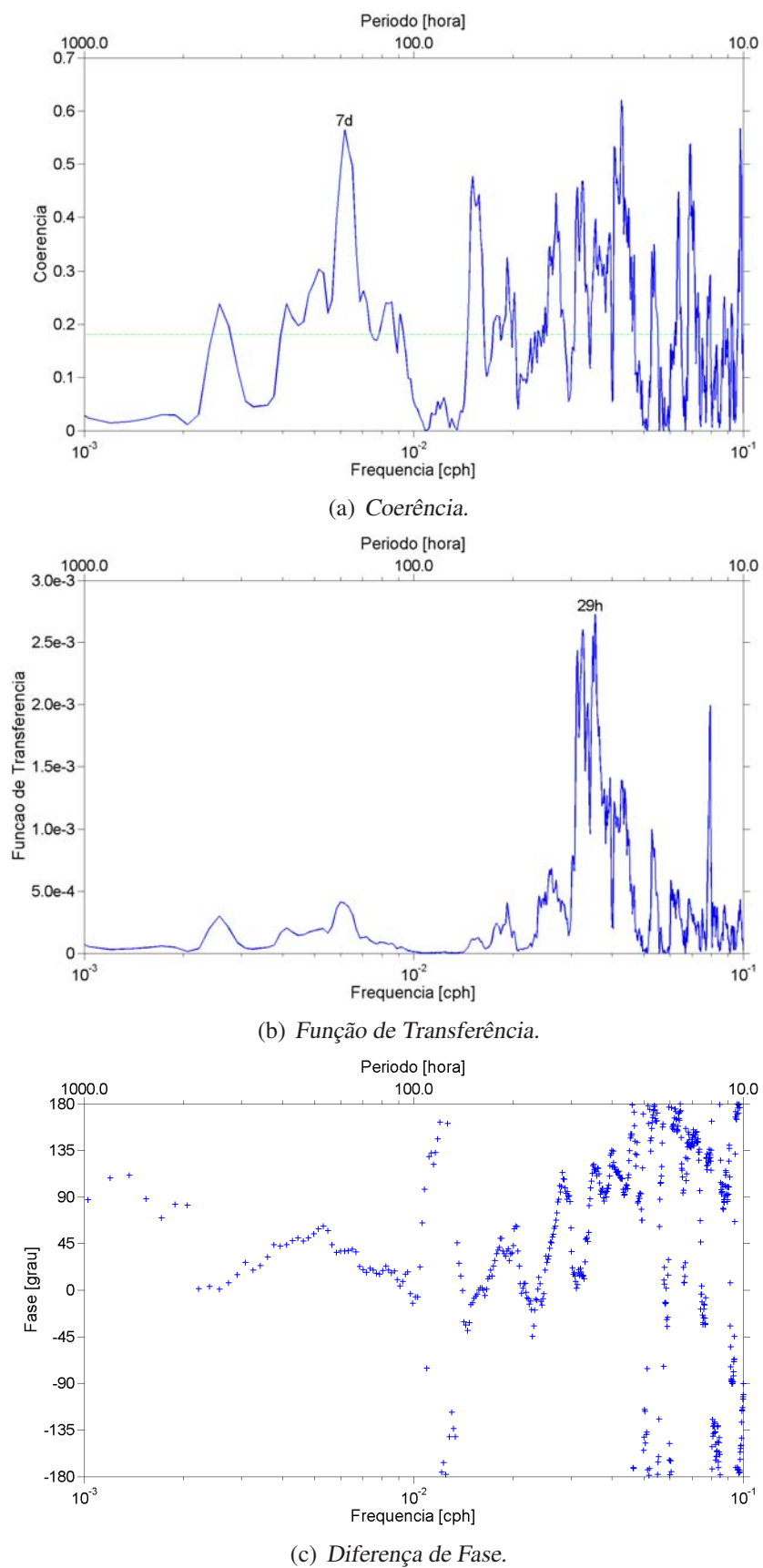
A quantificação da resposta causada pelo aumento/diminuição de  $u'_{\text{wind}}$  em  $v'_{\text{curr}}$

é feita pela Função de Transferência (Figura 3.35(b)). Observa-se que apesar da alta Coerência na faixa de frequência de entrada de Frente Frias, a resposta da corrente à forçante do vento é relativamente pequena. O pico em 29 horas na Função de Transferência indica que a maior resposta da corrente ao vento ocorre nessa frequência. Isso é curioso, pois nenhum pico significativo foi detectado no espectro de  $u'_{\text{wind}}$  em 29 horas. Permanece a dúvida de como a corrente pode responder ao vento num período de 29 horas sem que haja uma oscilação na mesma frequência no vento. Não deve ser descartada a possibilidade de que os picos na corrente sejam harmônicos de frequência mais baixas do vento.

Nenhuma explicação direta foi encontrada para os picos em alta frequência, tanto na Coerência quanto na Função de Transferência. Essas oscilações são consequência dos picos da Figura 3.34 que não estavam associados a nenhum fenômeno físico conhecido (e.g. 37, 27, 20, 19, 16 horas). É importante destacar novamente que apesar da análise espectral ser uma metodologia muito útil, como qualquer outra ferramenta, ela tem limitações. Vários desses picos desconhecidos podem ser causados apenas por incapacidades do método (FFT) em manter a energia concentrada em uma determinada frequência sem que ocorra contaminação das frequências próximas.

A Figura 3.35(c) mostra a diferença de fase entre os espectros, com  $u'_{\text{wind}}$  liderando. A fase oscila entre 0 e  $45^\circ$  na frequência de passagem de Frentes Frias. Isso corresponde a um atraso de até 21 horas entre a oscilação do vento e da corrente nessa frequência (lembrando que  $360^\circ$  corresponderia a um atraso de  $1/\text{frequência}$ ). Conforme dito na Seção 2.4, Yoshikawa et al. (2007) encontrou uma maior correlação entre vento e corrente com uma defasagem de 11 horas em um local com período inercial de 21 horas. Portanto, uma defasagem de até 21 horas no local de medição da bóia, onde o período inercial é de 29 horas, está dentro do esperado.

O “atraso” encontrado na resposta de  $v'_{\text{curr}}$  a perturbações em  $u'_{\text{wind}}$  na análise espectral, tem valores significativamente diferentes daqueles encontrados na análise no domínio do tempo. A correlação circular-circular entre a direção do vento e direção da corrente nas várias profundidades medidas é apresentada na Figura 3.36(a). A correlação



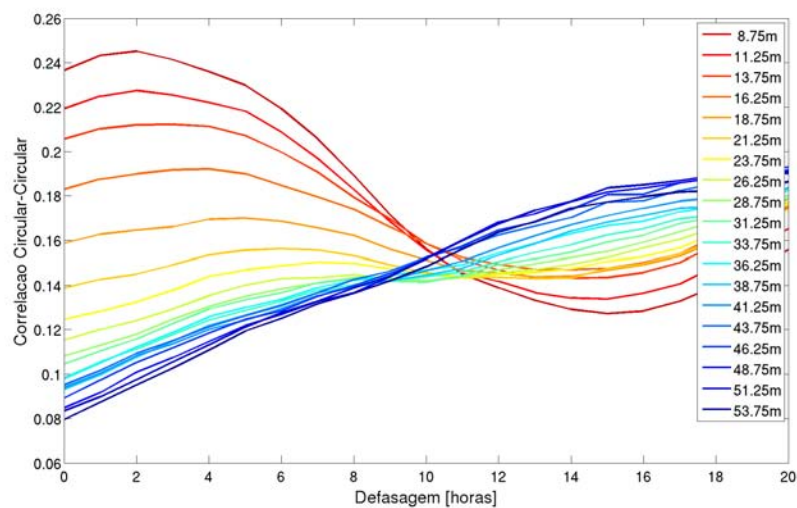
**Figura 3.35:** Análise cruzada entre a componente do vento paralela ( $u'_{wind}$ ) e a componente da corrente a 8,75 m normal a isóbata ( $v'_{curr}$ ). Análise feita com 32 graus de liberdade e janelamento retangular.

circular-circular é calculada através da seguinte equação (BATSCHELET, 1981).

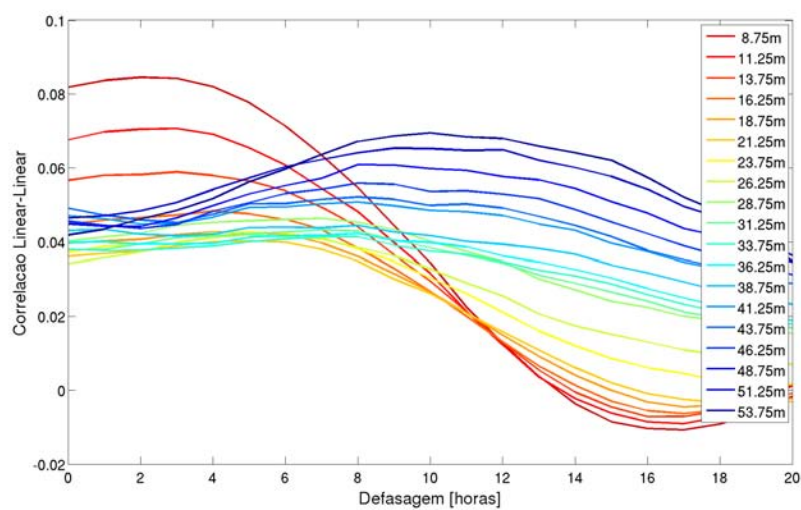
$$r = \frac{1}{n} \sqrt{[(\sum \cos \delta_i)^2 + (\sum \sin \delta_i)^2]} \quad (3.5)$$

onde  $\delta$  é o menor ângulo entre as direções das duas variáveis consideradas e  $n$  é o número de “instantes” em cada série. Para determinar em qual período a corrente respondia mais ao vento, a correlação foi calculada defasando-se as séries no tempo. Por exemplo, da Figura 3.36(a) entende-se que alterações na direção do vento estão mais correlacionadas com alterações na direção da corrente mais superficial que foi medida cerca de 2 horas depois. Com o aumento da profundidade, o máximo valor de correlação fica gradativamente mais defasado no tempo. Para os níveis mais inferiores, a máxima correlação ocorre na faixa de 10 a 18 horas. A grande diferença no instante de máxima correlação entre os dados dos níveis mais superiores e inferiores, provavelmente está ligada à profundidade da camada de mistura. Visto que em uma região homogênea, não existe uma isopicnal para “barrar” a transferência vertical de quantidade de movimento. Na Figura 3.36(b), que representa a correlação linear-linear entre a intensidade do vento e intensidade da corrente, observa-se um comportamento similar, com picos de correlação nos níveis superiores numa defasagem temporal menor.

O espectro rotatório do vento e corrente é apresentado na Figura 3.37. Análise feita com 32 graus de liberdade e janelamento retangular. A passagem de Frentes Frias na Bacia de Campos gera uma rotação do vento no sentido anti-horário. Isso pode ser identificado pela maior energia nessa componente entre 7 e 15 dias (Figura 3.37(a)). Comparando o espectro da corrente a 8,75 m (Figura 3.37(b)) e 53,75 m de profundidade (Figura 3.37(c)), observa-se que a corrente próxima à superfície responde muito mais a oscilações no período inercial local. Acredita-se que parte dessa resposta é devido à ação do vento. No Hemisfério Sul, assumindo um regime de Ekman, o vento introduz uma componente na corrente superficial que a desvia para esquerda, ou seja, no sentido anti-horário. Naturalmente o vento exerce maior influência nas camadas do oceano mais próximas da superfície, por isso a maior influência pode ser vista no espectro da corrente a 8,75 m.

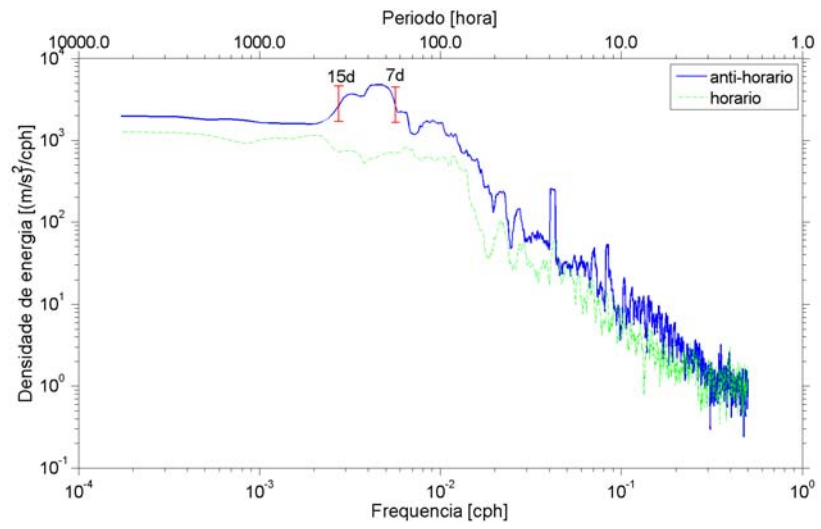


(a) Correlação circular-circular entre direção do vento e corrente.

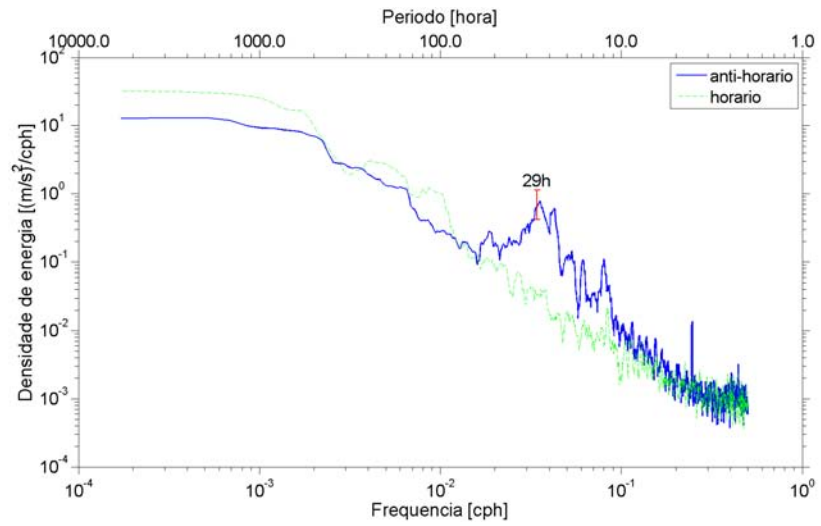


(b) Correlação linear-linear entre intensidade do vento e corrente.

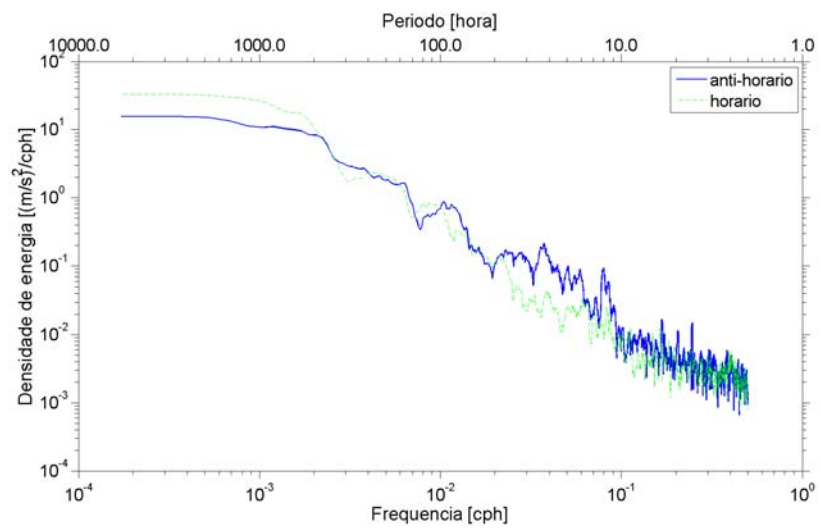
**Figura 3.36:** Correlação defasada no tempo entre vento e corrente.



(a) Vento a 10 m.



(b) Corrente a 8,75 m.



(c) Corrente a 53,75 m.

**Figura 3.37:** Espectro rotatório de vento e corrente. Análise feita com 32 graus de liberdade e janelamento retangular.

## 4 *Experimento Numérico*

Neste capítulo são apresentadas características e resultados da modelagem hidrodinâmica realizada para a região da Baía de Santos.

### 4.1 Modelo ROMS

O modelo ROMS (*Regional Ocean Modeling System*) foi utilizado nos experimentos numéricos. ROMS é um modelo oceânico de alta resolução, com superfície livre e sistema de coordenadas verticais que segue a batimetria (SHCHEPETKIN; MCWILLIAMS, 2005). Emprega aproximação hidrostática e de Boussinesq e um esquema implícito-explícito para solução do modo barotrópico e baroclínico em uma grade de diferenças finitas do tipo Arakawa-C. O campo hidrodinâmico é obtido através da solução das equações de movimento, derivadas a partir da Segunda Lei de Newton

$$\mathbf{F} = m \cdot \mathbf{a} \quad (4.1)$$

Reordenando os termos

$$\mathbf{a} = \frac{\mathbf{F}}{m} \quad (4.2)$$

Decompondo as forças nas direções  $x$ ,  $y$  e  $z$ , onde as velocidades são indicadas por  $u$ ,  $v$  e  $w$  respectivamente e representando as forças agindo por unidade de volume, a equação pode ser reescrita (na direção  $x$ ) como

$$\frac{du}{dt} = \frac{\text{soma de todas as forças agindo na direção } x}{\rho} \quad (4.3)$$

A velocidade da parcela de fluido sendo analisada é função de  $x$ ,  $y$ ,  $z$  e  $t$ . Ou seja,  $u$  varia com o tempo numa posição  $(x, y, z)$ , mas também varia conforme o fluido se desloca dessa posição para outra  $(x + \delta x, y + \delta y, z + \delta z)$ . Considerando um escoamento em regime permanente ( $\frac{\partial u}{\partial t} = 0$ ) mas com diferentes velocidades em diferentes pontos (e.g. um canal afunilado), uma parcela de fluido se deslocando de um ponto a outro terá uma derivada total diferente de zero ( $\frac{du}{dt} \neq 0$ ). Supondo que ocorrem mudanças no campo de velocidade apenas na direção  $x$ , a velocidade de uma parcela de fluido num tempo  $t$  numa posição  $x$  será  $u(t)$ , enquanto que num tempo  $(t + \delta t)$  numa posição  $(x + \delta x)$  será  $u(x + \delta x)$ . Expandido em série de Taylor

$$u(x + \delta x) = u(x) + \left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)\delta x + O^2 + \dots \quad (4.4)$$

Desprezando os termos de ordem superior, conclui-se que a alteração de  $u(x)$  para  $u(x + \delta x)$  pode ser expressa como

$$\frac{\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)\delta x}{\delta t} = \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\delta x}{\delta t} \quad (4.5)$$

Considerando que no limite  $\delta t \rightarrow 0$  e  $\frac{\delta x}{\delta t} \rightarrow u$ , a taxa de mudança na direção  $x$  é expressa por  $u \left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)$ . Generalizando para as direções  $y$  e  $z$ , a derivada total na direção  $x$  é expressa por

$$\underbrace{\frac{du}{dt}}_{\text{Derivada total}} = \underbrace{\frac{\partial u}{\partial t}}_{\text{Termo local}} + \underbrace{\left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z}\right)}_{\text{Termos advectivos}} \quad (4.6)$$

Voltando à Equação 4.3, o termo à direita pode ser reescrito para as direções  $x$ ,  $y$  e  $z$  como



$$\frac{du}{dt} = \frac{1}{\rho} \left( -\frac{\partial p}{\partial x} + \rho f v + F_x \right) \quad (4.7)$$

$$\frac{dv}{dt} = \frac{1}{\rho} \left( -\frac{\partial p}{\partial y} - \rho f u + F_y \right) \quad (4.8)$$

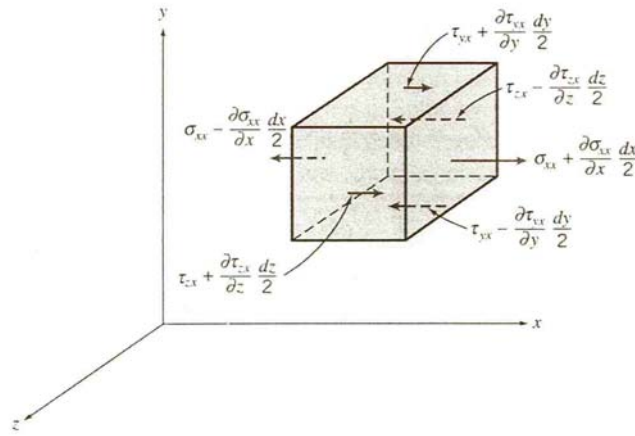
$$\frac{dw}{dt} = \frac{1}{\rho} \left( -\frac{\partial p}{\partial z} + \rho g + F_z \right) \quad (4.9)$$

O primeiro termo à direita representa a força do gradiente de pressão. O sinal é negativo porque a força está sempre em sentido oposto ao gradiente. Nas Equações 4.14 e 4.15, o segundo termo se refere à força de Coriolis ( $f = 2\Omega \sin \varphi$ ). Como a ação dessa força é numa direção normal ao escoamento, a força agindo na direção  $x$  é proporcional a velocidade na direção  $y$  e vice-versa. A componente vertical da força de Coriolis ( $2\Omega \cos \varphi$ ) pode ser desprezada por ser muito menor que as outras forças (gradiente de pressão e gravidade) (KUNDU; COHEN, 2002). Nas três equações o último termo representa as forças de fricção entre as partículas do fluido.

Quando partículas do fluido colidem entre si ou com alguma barreira (e.g. margens e fundo do oceano, interface ar-água, etc), ocorre transferência de quantidade de movimento. Em um fluido Newtoniano como a água, onde as tensões devido à viscosidade são proporcionais ao gradiente de velocidade, é possível expressar as tensões normais ( $\sigma$ ) e cisalhantes ( $\tau$ ) nas interfaces de uma parcela de fluido como

$$\begin{aligned} \sigma_{xx} &= \mu \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial x} \right), \quad \tau_{xy} = \mu \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right), \quad \tau_{xz} = \mu \left( \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right), \\ \sigma_{yy} &= \mu \left( \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial y} \right), \quad \tau_{yz} = \mu \left( \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right), \\ \sigma_{zz} &= \mu \left( \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (4.10)$$

Como exemplo, a Figura 4.1 apresenta as tensões agindo sobre uma parcela de fluido se deslocando na direção  $x$ .



**Figura 4.1:** Tensões agindo sobre uma parcela de fluido se deslocando na direção  $x$ . Fonte: Fox e McDonald (2003).

O somatório de forças agindo na direção  $x$  resulta em

$$F_x = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \quad (4.11)$$

Da mesma forma, para as direções  $y$  e  $z$

$$F_y = \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} \quad (4.12)$$

$$F_z = \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} \quad (4.13)$$

Substituindo os termos  $F$  nas Equações 4.14 a 4.16, as tensões por aquelas em 4.10 e a viscosidade dinâmica  $\mu$  pela viscosidade cinemática  $\nu = \frac{\mu}{\rho}$  obtemos

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f_v + \nu \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \quad (4.14)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu + \nu \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) \quad (4.15)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + g + \nu \left( \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right) \quad (4.16)$$

Contudo, como a viscosidade molecular depende de colisões entre moléculas, e essas moléculas se deslocam apenas alguns micrômetros com as colisões, a viscosidade molecular é relevante apenas a alguns milímetros de uma barreira. Valores típicos de  $\nu$  para água são da ordem de  $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ . O fenômeno responsável por transferir momentum do vento e contornos para o interior do oceano é a turbulência, que surge dos termos não-lineares (e.g.  $u \frac{\partial u}{\partial x}$ ) na equação do movimento. O Numero de Reynolds  $Re$  quantifica a importância desse termos:

$$Re = \frac{\text{Termos não-lineares}}{\text{Termos Viscosos}} = \frac{u \frac{\partial u}{\partial x}}{\nu \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}} = \frac{U \frac{U}{L}}{\nu \frac{U}{L^2}} = \frac{UL}{\nu} \quad (4.17)$$

onde  $U$  e  $L$  representam respectivamente velocidade e comprimento típicos do escoamento. Usando como exemplo os valores da Corrente do Brasil: velocidade média de  $0,5 \text{ m/s}$  e largura (*cross-section*) de  $100 \text{ km}$ .

$$Re = \frac{0,5 \text{ m/s} \times 100000 \text{ m}}{10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}} = 5 \times 10^{10} \quad (4.18)$$

Os termos não-lineares são importantes se  $Re > 10 - 1000$ , então eles são extremamente importantes no oceano. Basicamente, em todos os escoamentos geofísicos a turbulência é relevante. A turbulência entra nas equações do movimento da seguinte forma: a velocidade total ( $u$ ) é dividida em componentes médio ( $\bar{u}$ ) e turbulento ( $u'$ )

$$u = \bar{u} + u' \quad (4.19)$$

onde  $\bar{u}$  é obtido de uma integração no tempo ou espaço

$$\bar{u} = \langle u \rangle = \frac{1}{T} \int_0^T u(t) dt \quad \text{ou} \quad \bar{u} = \langle u \rangle = \frac{1}{X} \int_0^X u(x) dx \quad (4.20)$$

os termos não lineares podem ser representados por

$$u \frac{\partial u}{\partial x} = \langle (\bar{u} + u') \frac{\partial (\bar{u} + u')}{\partial x} \rangle = \langle \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \rangle + \langle \bar{u} \frac{\partial u'}{\partial x} \rangle + \langle u' \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \rangle + \langle u' \frac{\partial u'}{\partial x} \rangle \quad (4.21)$$

Simplificando, visto que  $\langle \bar{u} \frac{\partial u'}{\partial x} \rangle = \bar{u} \frac{\partial \langle u' \rangle}{\partial x} = 0$

$$\langle (\bar{u} + u') \frac{\partial (\bar{u} + u')}{\partial x} \rangle = \langle \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \rangle + \langle u' \frac{\partial u'}{\partial x} \rangle \quad (4.22)$$

Substituindo 4.22 em 4.14 obtemos

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f v + \frac{\partial}{\partial x} \left[ v \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} - \langle u' u' \rangle \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ v \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - \langle u' v' \rangle \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ v \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \langle u' w' \rangle \right] \quad (4.23)$$

Os termos  $\rho \langle u' u' \rangle$ ,  $\rho \langle u' v' \rangle$  e  $\rho \langle u' w' \rangle$  transferem quantidade de movimento  $\rho u'$  nas direções  $x$ ,  $y$  e  $z$ . Essas tensões são denominadas Tensões de Reynolds e representam a ação exercida por vórtices turbulentos no escoamento médio. Segundo Pedlosky (1986), uma das maneiras mais usuais de levar em conta a influência da turbulência no fluxo total e assumir que ela desempenha um papel semelhante a viscosidade molecular. Com isso, no lugar de moléculas existem parcelas maiores do fluido se chocando e transferindo quantidade de movimento entre si. Com essa abordagem assume-se que as Tensões de Reynolds dependem linearmente das derivadas espaciais do escoamento dominante. A analogia com a tensão viscosa permite escrever as tensões da seguinte forma

$$\sigma_{xx} = -\langle u' u' \rangle = A_H \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right), \quad \tau_{xy} = -\langle u' v' \rangle = A_H \left( \frac{\partial u}{\partial y} \right), \quad \tau_{xz} = -\langle u' w' \rangle = A_V \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

$$\tau_{yx} = -\langle v' u' \rangle = A_H \left( \frac{\partial v}{\partial x} \right), \quad \sigma_{yy} = -\langle v' v' \rangle = A_H \left( \frac{\partial v}{\partial y} \right), \quad \tau_{yz} = -\langle v' w' \rangle = A_V \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)$$

$$\tau_{zx} = -\langle w'u' \rangle = A_H \left( \frac{\partial w}{\partial x} \right), \quad \tau_{zy} = -\langle w'v' \rangle = A_H \left( \frac{\partial w}{\partial y} \right), \quad \sigma_{zz} = -\langle w'w' \rangle = A_V \left( \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (4.24)$$

onde  $A_H$  e  $A_V$  são os coeficientes de viscosidade turbulenta horizontal e vertical respectivamente. Enquanto para viscosidade molecular assume-se que o mesmo coeficiente  $\nu$  é válido nas três direções, o mesmo não é verdade para a viscosidade turbulenta. Observações de escoamentos reais indicam que as escalas de mistura horizontal e vertical são muito diferentes. Estimativas no oceano apontam valores de  $A_V$  entre  $O(10^{-4})m^2/s$  e  $O(10^{-2})m^2/s$  e  $A_H$  entre  $O(10^2)m^2/s$  e  $O(10^5)m^2/s$  (PEDLOSKY, 1986). Valores maiores de tensão viscosa turbulenta indicam que a quantidade de movimento será transferida por distâncias maiores. O oceano é estavelmente estratificado quase em sua totalidade, e estratificação dificulta a mistura vertical, por isso movimentos no oceano ocorrem quase sempre numa direção horizontal (BROWN et al., 2004). Além disso, os oceanos são muito mais largos do que profundos, o que restringe a dimensão dos processos de mistura na vertical. Adicionando os termos da viscosidade turbulenta nas Equações 4.14 a 4.16 obtemos

$$\begin{aligned} & \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv \\ &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + A_V \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + A_H \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \nu \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \end{aligned} \quad (4.25)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu \\ &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + A_V \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + A_H \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \nu \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) \end{aligned} \quad (4.26)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} \\ &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + A_V \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} + A_H \left( \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} \right) + \nu \left( \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right) \end{aligned} \quad (4.27)$$

Completando a lista de Equações do Movimento, está a Equação da Continuidade

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4.28)$$

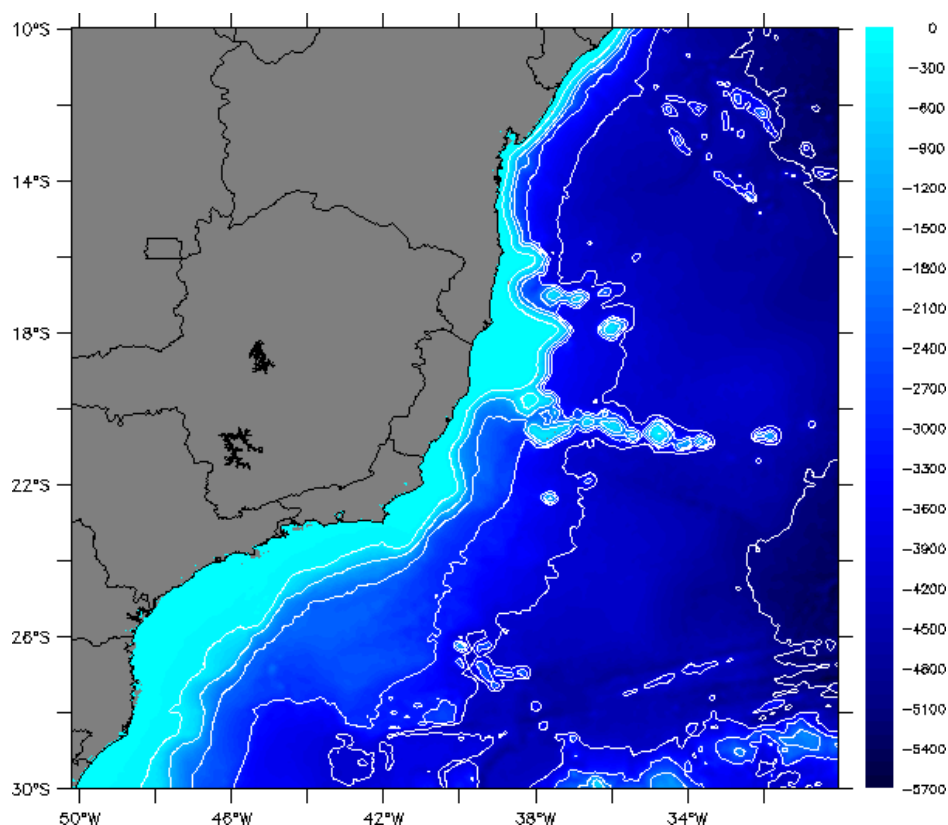
Pedlosky (1986) ressalta que apesar de usual, o uso da tensão turbulenta da mesma forma que a tensão molecular é um dos pontos fracos da dinâmica de fluidos. Um dos motivos para isso é que  $A_H$  e  $A_V$  não podem ser determinados empiricamente como  $\nu$ , visto que eles dependem de características do escoamento e não apenas do fluido. Outra limitação dessa abordagem deve-se as diferenças existentes entre a física da camada limite e aquela no interior do escoamento (WYNGAARD, 1982). Para uma correta descrição do processo de mistura vertical no oceano são necessárias duas parametrizações distintas: uma para camada limite superficial (interface água-ar) e uma para o interior do oceano.

Mesmo sendo uma aproximação, o uso da tensão viscosa turbulenta de forma análoga a tensão viscosa molecular é a hipótese mais usada na solução do problema de fechamento turbulento (MCWILLIAMS, 2006). Apesar das diferenças existentes entre os vários esquemas de fechamento turbulento, todos tem um objetivo principal: calcular o perfil vertical de viscosidade turbulenta, para que esse possa ser usado na solução das equações do movimento. Nas simulações numéricas realizadas nesse estudo, o esquema de mistura vertical de Large, McWilliams e Doney (1994) foi utilizado. Essa opção foi feita devido a vários trabalhos (LI et al., 2001; WIJESSEKERA; ALLEN; NEWBERGER, 2003; DURSKI; GLENN; HAIDVOGEL, 2004) terem identificado esse como o método que obtém os resultados mais próximos da realidade. Como não é escopo desse estudo analisar as diferenças existentes entre os vários esquemas de fechamento turbulento, maiores detalhes podem ser obtidos nos artigos citados.

## 4.2 Grade Numérica

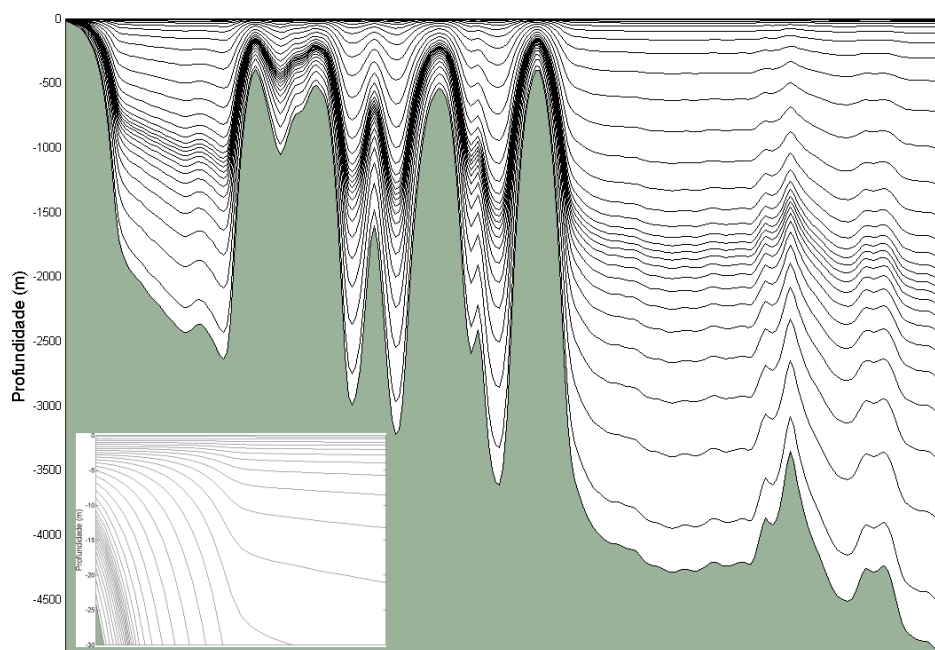
A batimetria da grade numérica foi interpolada a partir da base global ETOPO1 (AMANTE; EAKINS, 2008) e suavizada com a finalidade de diminuir os erros de gradiente de pressão devido à topografia acidentada (HANEY, 1991). O resultado é

apresentado na Figura 4.2, no relevo destaca-se a presença da cadeia de montanhas Vitória-Trindade no paralelo 21°S, os bancos Royal Charlotte e Abrolhos entre 16 e 20°S e grande largura da plataforma continental na Bacia de Santos. A grade é delimitada pelos paralelos 30°S - 10°S e pelos meridianos 50°W - 30°W. É ortogonal, não rotacionada, com 485 pontos na direção Oeste-Leste e 516 pontos na direção Sul-Norte. Sua resolução na horizontal é de aproximadamente 4,5 km ( $\frac{1}{24}^\circ$ ) e conta com 35 níveis verticais.



**Figura 4.2:** Batimetria da grade numérica com isóbatas de 200, 1000, 2000, 3000, 4000 e 5000 m.

Como exemplo, a Figura 4.3 representa a distribuição de camadas verticais na região de Vitória-Trindade em uma seção na latitude 20,5°S entre as longitudes 40,25°W e 30,0°W. No detalhe, observa-se a maior concentração de camadas próximas à superfície com o objetivo de resolver a camada limite. A profundidade máxima na grade é 5650 m.



**Figura 4.3:** Distribuição de camadas verticais na região de Vitória-Trindade em uma seção na latitude  $20,5^{\circ}\text{S}$  entre as longitudes  $40,25^{\circ}\text{W}$  e  $30,0^{\circ}\text{W}$ . No detalhe, maior concentração de camadas próximas a superfície.

### 4.3 Esforço Computacional

O Cluster do Núcleo de Computação Eletrônica (NCE) da Universidade Federal do Rio de Janeiro – codinome Netuno – foi utilizado para realizar as simulações apresentadas nesse trabalho. A Figura 4.4 mostra as instalações do Netuno no NCE. O Cluster é da marca DELL e sua configuração é:

- 256 (duzentos e cinquenta e seis) nós de processamento, cada um deles com 16 GBytes de Memória RAM e 2 CPU's XEON 5430 de 04 núcleos de processamento (*cores*) cada, com clock de 2,66 GHz;
- 04 (quatro) servidores de acesso, conectados à RedeRio, cada um deles com 8 GBytes de Memória RAM e 2 CPU's AMD 2222SE de 02 *cores* cada, com clock de 3,0 GHz;



- 01 (hum) sistema de armazenamento em disco, do tipo NAS, com capacidade de 30 Terabytes;
- 01 (Uma) rede de interconexão, Infiniband, 20Gbps Full Duplex, dedicada à comunicação entre processos;
- 01 (Uma) rede de interconexão, Gigabit Ethernet, dedicada a acesso a os NAS e para administração do Cluster.



**Figura 4.4:** Cluster Netuno no Núcleo de Computação Eletrônica da Universidade Federal do Rio de Janeiro.

As simulações foram executadas utilizando 32 nós (256 *cores*). Com esses recursos o tempo de processamento do modelo foi de aproximadamente 28 horas para cada ano de simulação.

## 4.4 Condições Iniciais e de Contorno

Nas simulações feitas foram utilizadas condições iniciais e de contorno obtidas do modelo HYCOM (*Hybrid Coordinate Ocean Model*) (WALLCRAFT, 2003; CHAS-SIGNET; HURLBURT., 2008). O principal diferencial desse modelo é o uso de um

sistema híbrido de coordenadas verticais, onde cada uma das três formas possíveis de discretização é usada dependendo da situação. No oceano aberto e estratificado, coordenadas isopícnas ( $\rho$ ) são utilizadas pois nessas regiões é importante que o modelo mantenha as características das diversas massas de água presentes ao longo de vários anos de integração. Em regiões costeiras ou fracamente estratificadas onde é necessária grande resolução vertical entra em cena o sistema de coordenadas  $\sigma$  (*terrain-following*). Finalmente, para solução da camada de mistura que exige altíssima resolução vertical, com várias camadas nas primeiras dezenas de metros da coluna d'água, o sistema de coordenadas Z (*z-level*) é usado.

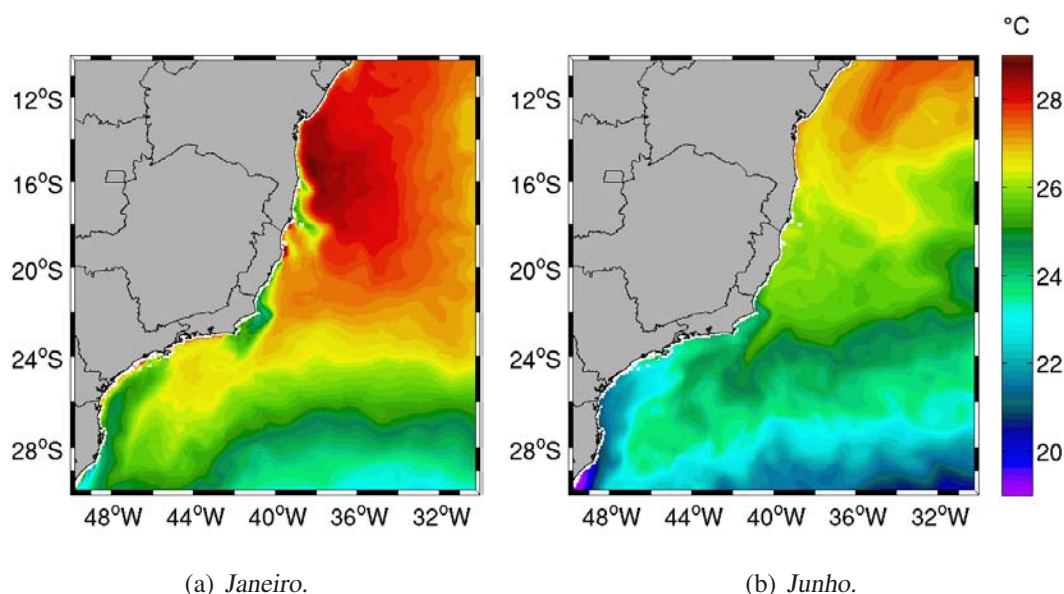
Os dados empregados como CI e CC foram obtidos do HYCOM Consortium, grupo formado por diversos institutos de pesquisa e agências governamentais que são referências na oceanografia (University of Miami - Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, National Oceanographic and Atmospheric Administration NOAA, Woods Hole Oceanographic Institution, Naval Research Laboratory etc). Esse grupo faz parte do *U.S. Global Ocean Data Assimilation Experiment* (GODAE) cuja meta é criar “um sistema global de observação, comunicação, modelagem e assimilação que irá gerar operacionalmente informações sobre o estado dos oceanos de uma forma que será possível usar esse conhecimento para o benefício de toda sociedade”. Das diversas simulações disponíveis, foi utilizada a “HYCOM GLBa0.08”, que corresponde a uma integração no período de janeiro de 2003 a abril de 2007 em uma grade global com resolução de  $\frac{1}{12}^\circ (\approx 7km)$ . O experimento foi feito com 32 camadas verticais utilizando uma versão suavizada da base batimétrica NRL DBDB2 (*Digital Bathymetric Data Base Variable*), similar ao ETOPO2 (NOAA, 2006). Não houve assimilação de dados, apenas aplicação de forçantes atmosféricos (vento e fluxos termodinâmicos) obtidos do *Navy Operational Global Atmospheric Prediction System* (NOGAPS), descrito em detalhes em Bayler e Lewit (1992).

Optou-se por não utilizar um experimento com assimilação de dados devido a uma série de fatores. Para reduzir a quantidade de “ruído” numérico nas bordas do modelo decidiu-se montar uma base climatológica mensal que serviria de CI/CC para o

ROMS. Quando essa média climatológica fosse feita, os fenômenos sinóticos nos resultados não estariam representados, restando apenas os escoamentos permanentes e semi-permanentes, ou seja, seria indiferente utilizar ou não dados com assimilação. O oceanógrafo Luiz Alexandre Guerra (UFRJ/COPPE/PENO) informou por comunicação oral que a estrutura vertical dos vórtices representados nos experimentos com assimilação de dados está diferente da encontrada em dados medidos por perfiladores e linhas de fundeio. Provavelmente isso se deve a uma assimilação demasiadamente forte de dados altimétricos medidos por satélite (SSH). Outro ponto importante foi a disponibilidade dos dados. Experimentos com assimilação podem ser obtidos facilmente no servidor do HYCOM Consortium (<http://dev.hycom.org/dataserver>). Contudo, para integrações de vários anos, diversos Terabytes de dados teriam de ser copiados, o que ocasiona sérias dificuldades no *download* e armazenamento. Os dados do experimento sem assimilação foram gentilmente disponibilizados pelo Prof. Dr. Afonso de Moraes Paiva e Dra. Mariela Gabioux (UFRJ/COPPE/PENO). As Figuras 4.5, 4.6, 4.7 e 4.9 mostram os campos climatológicos superficiais de temperatura, salinidade, SSH e velocidade superficiais interpolados a partir do HYCOM para a grade do ROMS. À esquerda está representado o mês de janeiro e à direita, junho.

Na Figura 4.5 destacasse a ressurgência na região de Cabo Frio - RJ, causada pelo transporte e bombeamento de Ekman (CASTELAO; BARTH, 2006). A ressurgência nessa região é máxima no verão austral devido à predominância de ventos de Nordeste (NE) e diminui no inverno devido a alterações na direção do vento causadas por eventos sinóticos (CASTRO; MIRANDA, 1998). A posição aproximada da CB pode ser identificada na “língua” térmica que avança na direção Sudeste. A sazonalidade da TSM é evidente, com o transporte de água com temperatura mais elevada no verão.

Nos campos de salinidade superficial (Figura 4.6) destacasse a água de plataforma menos salina no litoral de São Paulo, Paraná e Santa Catarina. A simulação do HYCOM Consortium ainda leva em conta a descarga de rios no litoral brasileiro. Observa-se pontos com menor salinidade próximo a Cabo de São Tomé - RJ (Rio Paraíba do Sul), no Espírito Santo (Rio Doce), Sul da Bahia (Rio Jequitinhonha) e na divisa entre Sergipe

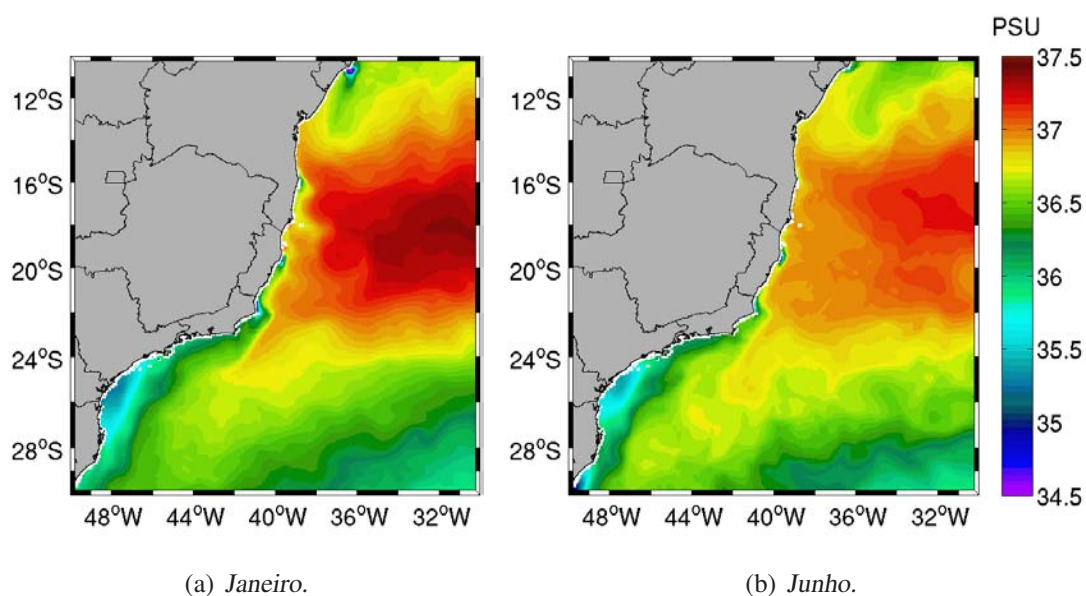


**Figura 4.5:** Campos climatológicos de temperatura superficial obtidos do modelo HYCOM e utilizados como condição inicial e de contorno.

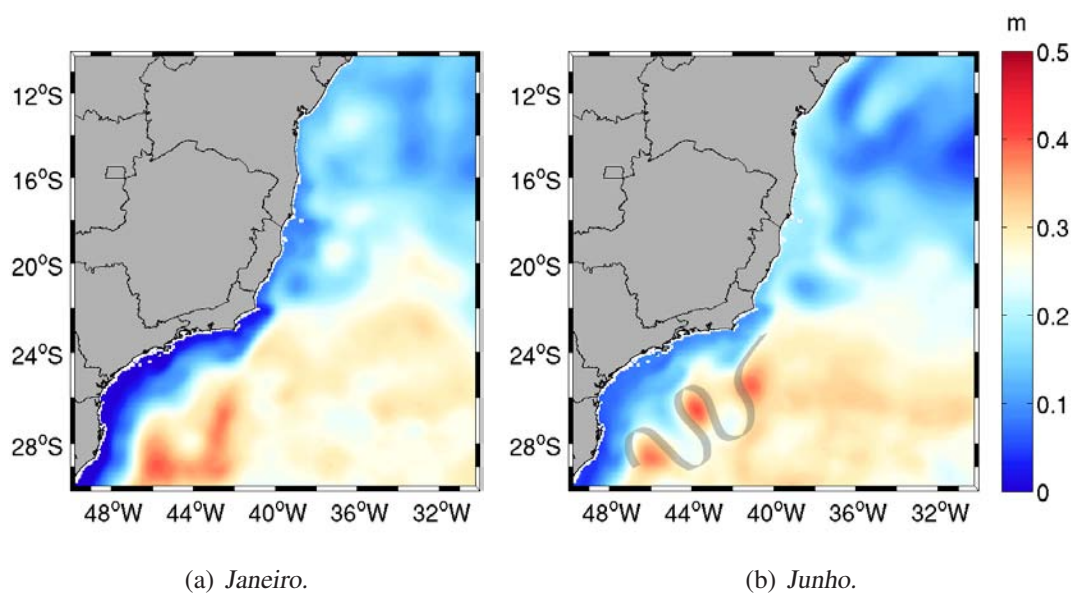
e Alagoas (Rio São Francisco). O máximo de salinidade entre 24°S e 13°S corresponde à posição aproximada do Giro Subtropical do Atlântico Sul.

As médias de janeiro e junho de elevação da superfície estão representadas na Figura 4.7. O detalhe na Figura 4.7(b) indica a presença de uma onda de vorticidade, com vórtice anti-ciclônicos nas cristas e ciclônicos nos cavados. Uma comparação com estudos de literatura indica que vários vórtices semi-permanentes descritos na literatura também são representados nos resultados do modelo HYCOM. O Vórtice de Vitória (giro ciclônico), descrito por Schmid et al. (1995) a partir de dados de derivadores (Figura 4.8(a)) pode ser observado no campo médio anual de elevação e velocidades superficiais (Figura 4.8(c)). Também são reconhecidos os vórtices anti-ciclônicos de Abrolhos e Royal Charlotte (Figura 4.8(b)), descritos por Soutelino (2008). Isso evidencia a capacidade do HYCOM em representar fenômenos de mesoescala na região e o qualifica a ser utilizado como CI e CC do ROMS.

Nos campos de velocidade superficial (Figura 4.9), a feição dominante é a Corrente

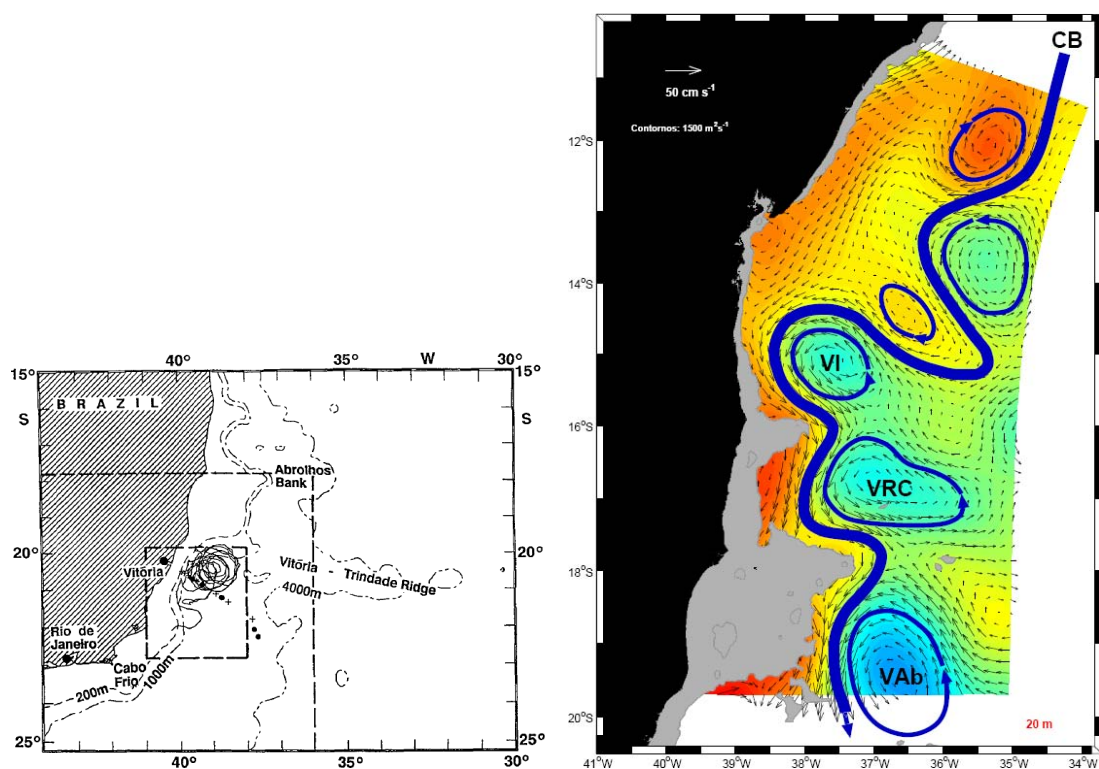


**Figura 4.6:** Campos climatológicos de salinidade superficial obtidos do modelo HYCOM e utilizados como condição inicial e de contorno.

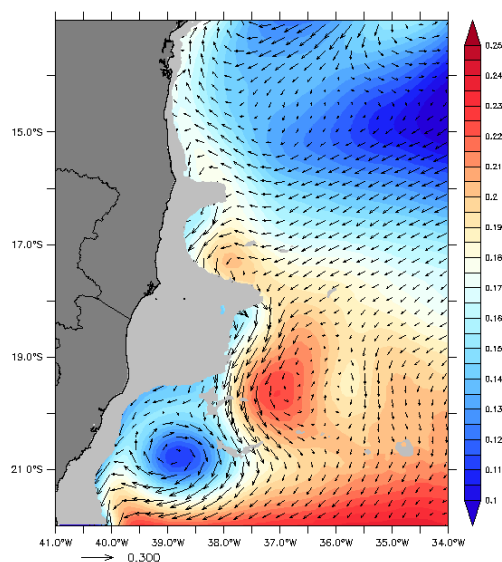


**Figura 4.7:** Campos climatológicos de elevação da superfície obtidos do modelo HYCOM e utilizados como condição inicial e de contorno.





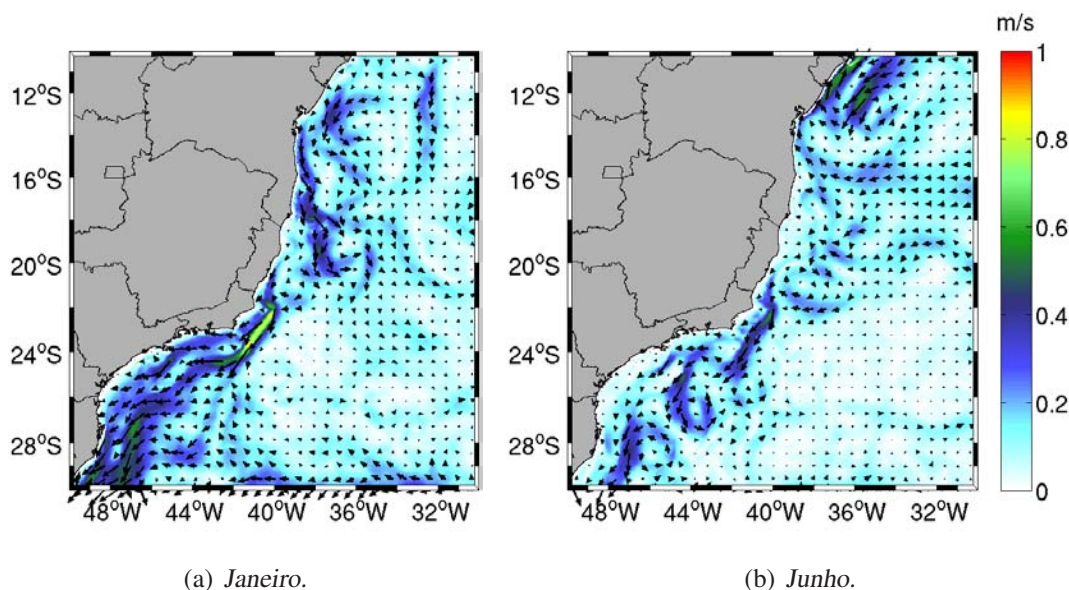
(a) Vórtice de Vitória. Fonte: Schmid et al. (1995). (b) Vórtices de Ilhéus (VI), Royal Charlotte (VRC) e Abrolhos (VAb). Fonte: Soutelino (2008)



(c) Média anual de SSH e velocidade de superfície calculada a partir de resultados do modelo HYCOM

**Figura 4.8:** Comparação entre vórtices identificados na literatura a partir de dados medidos e representados na climatologia calculada a partir de resultados do modelo HYCOM.

do Brasil, fluindo para Sudoeste ao largo da costa. No mês de inverno (Figura 4.9(b)) ocorre um enfraquecimento da CB. O fluxo contínuo praticamente desaparece ao Sul de 24°S, sendo substituído pela sequência de ondas de vorticidade já identificadas no campo de SSH. A chegada da Corrente Sul Equatorial aproximadamente em 16°S e a bifurcação próxima à costa, com uma maior intensidade da Corrente Norte do Brasil podem ser observada mais claramente na Figura 4.9(b).



**Figura 4.9:** Campos climatológicos de velocidade superficial obtidos do modelo HYCOM e utilizados como condição inicial e de contorno.

## 4.5 Forçantes Atmosféricas

Exceto o vento, todos os outros forçantes utilizados na integração do modelo foram obtidos da base ICOADS (WORLEY et al., 2005). O projeto ICOADS disponibiliza campos globais mensais com resolução espacial de  $1^\circ \times 1^\circ$ . Os campos são elaborados a partir de observações *in situ* feitas por navios científicos e de oportunidade entre 1960 e 2002. A partir das oito variáveis observadas, mais 14 são derivadas. Como entrada no

ROMS foram utilizados dados climatológicos de:

- temperatura da superfície do mar;
- salinidade da superfície do mar;
- fluxo de radiação de onda curta;
- fluxo de radiação de onda longa;
- fluxo de calor latente;
- fluxo de calor sensível;
- fluxo de evaporação/precipitação;

Como forçante de *momentum* foi utilizado o vento sinótico da Reanálise II do NCEP (KALNAY et al., 1996). A Reanálise é uma colaboração entre NCEP e NCAR onde um modelo atmosférico estado-da-arte é executado assimilando dados de várias fontes: estações de superfície, navios de oportunidade, radiossondagem, satélites, etc. Antes da inserção no modelo, os dados passam por um rígido controle de qualidade a fim de evitar a assimilação de dados incorretamente medidos. A principal vantagem da Reanálise sobre produtos de previsão diária (e.g. GFS) é a possibilidade de assimilar dados que não estavam disponíveis em tempo real, dessa forma melhorando o resultado final. Os produtos gerados pela Reanálise tem resolução espacial de  $1,85^\circ \times 1,85^\circ$  e temporal de 6 horas (correspondendo aos horários 00, 06, 12 e 18h). Devido à resolução espacial, fenômenos atmosféricos menores – como brisa e CCM (Complexo Convectivo de Mesoescala) – não são evidentes. No entanto a resolução é mais do que suficiente para observar grandes anticiclones, ciclones e sistemas sinóticos equivalentes, que são o foco de interesse desse trabalho. A resolução temporal (6h) também é suficiente para detecção de fenômenos com duração da ordem de dias.

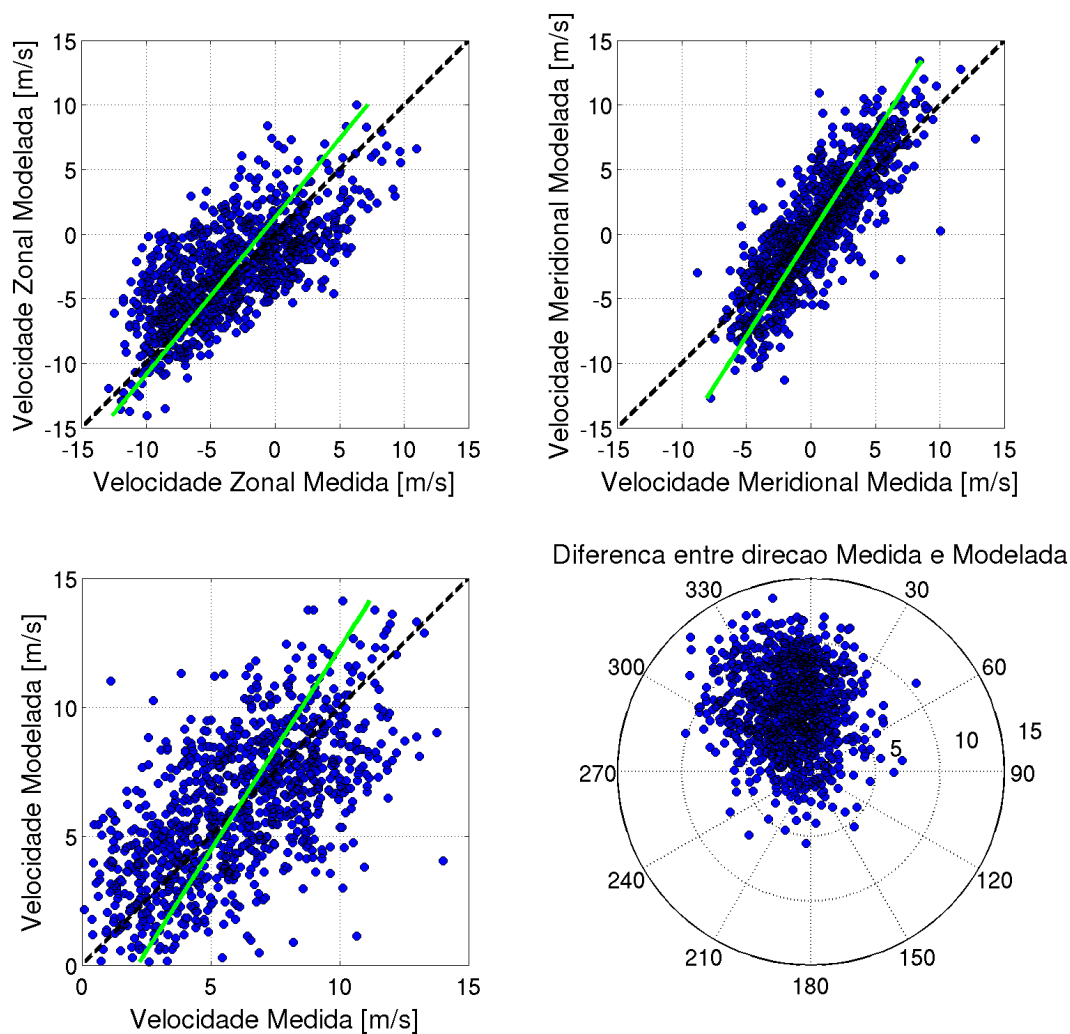
Como era fundamental para esse estudo que o vento utilizado como forçante no modelo fosse semelhante ao vento medido na bóia meteoceanográfica na Baía de Santos, foi feita uma comparação entre esse dados. A Figura 4.10 mostra a análise realizada



utilizando os 8 meses de dados de vento medidos na bóia e os dados correspondentes obtidos da Reanálise. Na série com dados medidos com resolução temporal de 1 hora, foi aplicada uma média de 6 horas para que a comparação com os dados modelados fosse possível. A linha em verde foi obtida a partir de uma ajuste linear entre os dados medidos e modelados, quanto mais próxima da linha tracejada maior é a semelhança entre as séries. Apesar das diferenças, é possível considerar que os dados modelados se aproximam razoavelmente dos dados reais medidos na bóia, principalmente na componente meridional, que é a mais modificada pela passagem de Frentes Frias. Do gráfico de direção, observa-se uma tendência do vento modelado estar a esquerda do medido em ângulos de até 60°.

A fim de avaliar a influência da passagem de Frentes Frias, além da simulação principal utilizando o vento sinótico do NCEP, um segundo conjunto de resultados foi obtido “removendo” os eventos descritos na Seção 3.2.3. Os instantes eliminados foram preenchidos com uma interpolação linear entre o campo de vento imediatamente anterior/posterior à passagem da Frente Fria. É preciso destacar que todo o campo de vento da grade numérica foi substituído por um novo campo interpolado, e não apenas no ponto de instalação da bóia meteorológica. O procedimento adotado pode ser melhor compreendido analisando-se a Figura 5.1. A Figura 5.1(c) corresponde ao vento sinótico do NCEP para o ponto de instalação da bóia. Observa-se claramente a inversão da direção do vento causada pela Frente Fria descrita em detalhes na Seção 3.2.3. Já na Figura 5.1(a), a influência da Frente Fria foi eliminada, e o vento foi substituído por uma interpolação entre os instantes 21/06/2008 00:00 e 27/06/2008 00:00.

Com esse procedimento, a única fonte de variabilidade entre as simulações é devida aos distintos campos de vento durante a passagem dos eventos atmosféricos de interesse. Por exemplo, a direção e intensidade da corrente são exatamente as mesmas na simulação com Frente Fria (cFF) e na sem Frente Fria (sFF), logo antes da passagem da mesma. As diferenças existentes nas duas simulações a partir daquele instante podem ser atribuídas somente à influência do vento. Para fazer o *restart* com o campo de vento modificado (sFF) nas datas de interesse, foram utilizados os arquivos salvos durante a



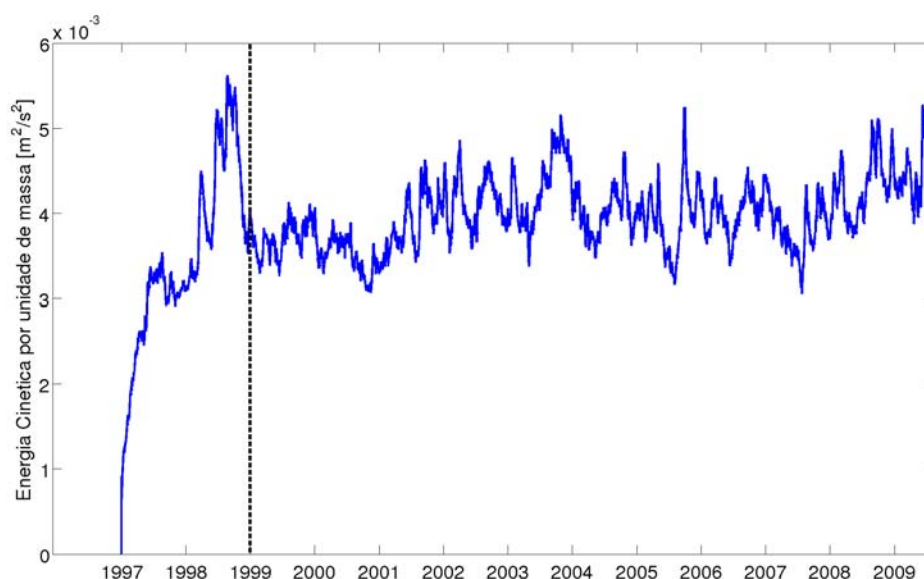
**Figura 4.10:** Comparação entre vento medido na bóia oceanográfica e vento da Reanálise II do NCEP.

simulação principal (cFF).

## 4.6 Parâmetros da Simulação

Após o término da preparação dos arquivos de entrada, o modelo foi integrado por um período de 12 anos (Jan/1997 - Jun/2009) partindo das condições iniciais calculadas

a partir do HYCOM. Considerou-se os dois primeiros anos como tempo de *spin-up*, restando dez anos disponíveis para análise dos resultados. A Figura 4.11 mostra a curva de Energia Cinética para a simulação. Como o modelo parte do repouso (*cold start*), a Energia Cinética é zero no início da rodada. Ocorre um rápido aumento devido ao ajuste das velocidades ao campo de massa, e após dois anos pode-se considerar que o modelo encerrou o período de *spin-up*, delimitado pela linha tracejada.



**Figura 4.11:** Série de Energia Cinética por unidade de massa em  $m^2/s^2$ . Linha traceja indica fim do período de *spin-up*.

O passo de tempo interno (baroclínico) foi de 180 segundos e o externo (barotrópico) de 6 segundos. Esses  $\Delta t$  foram utilizados por obedecerem a condição CFL (Courant–Friedrichs–Lewy), dessa forma garantindo a convergência da solução e por diminuírem ao máximo o gasto computacional. Campos 2D de elevação da superfície livre, componentes zonal e meridional da velocidade barotrópica e 3D de temperatura potencial, salinidade, velocidade baroclínica e velocidade vertical foram salvos a cada 5 dias para posterior análise e interpretação. Durante a passagem das Frentes Frias de interesse, o modelo foi modificado para salvar resultados a cada 3 minutos para o ponto onde a bóia meteoceanográfica estava fundeada. Na simulação utilizou-se a versão AGRIF do modelo ROMS, mantida

pelo IRD. Essa versão – ao contrário da versão mantida pela Universidade Rutgers – tem uma limitação que impede a execução em paralelo quando a opção que simula uma linha de fundeio (*STATIONS*) é ativada. Isso exigiu o uso de apenas um nó de processamento no cluster, aumentando consideravelmente o tempo computacional.

Na aproximação de Boussinesq o valor médio da densidade foi de  $1025 \text{ kg/m}^3$ . Obviamente considerou-se os contornos Norte, Sul e Leste como abertos e o Oeste fechado. Por se tratar de um escoamento de grande escala temporal e espacial, a influência da força aparente de Coriolis foi considerada. Durante todo o período da simulação foi aplicado um relaxamento newtoniano (*nudging*) para os dados climatológicos do HYCOM. Essa técnica consiste basicamente no acréscimo de um termo à direita da equação prognóstica que aproxima o resultado que seria originalmente obtido do valor climatológico. Diferentes tempos de relaxamento foram utilizados: no caso da variável estar “entrando” pelo contorno, 1 dia para temperatura e salinidade e 10 dias para velocidade baroclínica, no caso de “saindo”, um tempo de 360 dias foi imposto.

A fim de diminuir a propagação de ondas espúrias, nos contornos abertos foi aplicada a técnica da camada esponja (*sponge layer*) (ISRAELI; ORSZAG, 1981). Nos 100 km próximos aos contornos a viscosidade molecular varia de  $800 \text{ m}^2/\text{s}$  para 0. Para se ter uma idéia do que esse valor representa, a viscosidade do piche a  $15^\circ\text{C}$  é  $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$  (STEWART, 2008). No restante da grade o modelo utiliza viscosidade molecular igual a zero. A viscosidade molecular pode ser desprezada pois ela é muito menor que a turbulenta e não é significativa na escala espacial dos fenômenos resolvidos. Isso pode ser observado quando o último termo a direita da equação de Navier-Stokes para a direção  $x$  (Equação 4.25) é analisado. Para a viscosidade molecular ser relevante o produto de  $\mu$  por  $\frac{\partial^2 u_x}{\partial x^2}$  deve ser próximo de 1. Quando representado em sua forma discretizada  $\frac{u^{x+1} - 2u^x + u^{x-1}}{\Delta x^2}$  percebe-se claramente que o resultado final é pequeno, visto que  $\Delta x$  é da ordem de 5 km e que as variações na velocidade  $u$  entre pontos adjacentes são da ordem de 0,1 m/s. Para o modelo realmente ser capaz de resolver a viscosidade o  $\Delta x$  teria de ser da ordem de mm, o que é computacionalmente inviável.

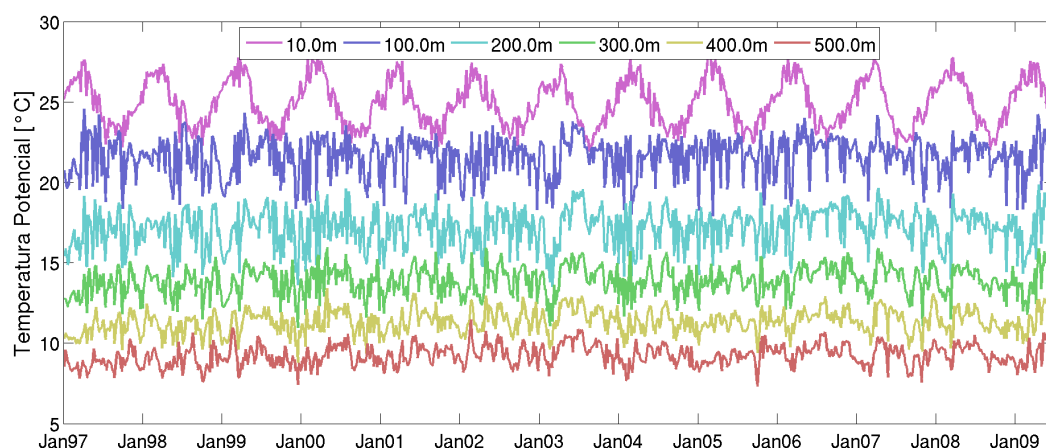
Para os traçadores (temperatura e salinidade) e modo tridimensional (baroclínico)

a condição de contorno utilizada foi Orlanski (ORLANSKI, 1976), que é basicamente a condição de radiação proposta por Sommerfield (1949) com a alteração em que a velocidade da onda é calculada com base nos valores internos da grade. No modo barotrópico, Flather (1976), outra modificação de Sommerfield em que os valores no contorno são prescritos foi usada. Para maiores detalhes sobre os vários tipos existentes de condições de contorno, consultar Palma e Matano (1998) e Palma e Matano (2000). Ao contrário do HYCOM, nenhum descarte de água doce de rios foi considerado. Como apenas o campo hidrodinâmico é de interesse, os algoritmos de transporte de sedimentos e qualidade d'água (biológico) foram desativados.

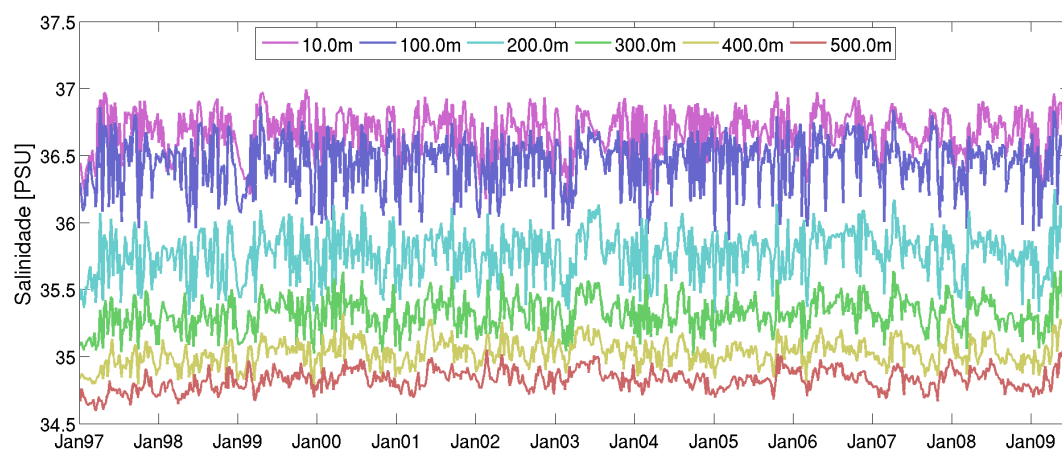
## 4.7 Resultados

Para confirmar que o modelo não ganhou energia (temperatura) ou massa (salinidade) durante a simulação, pode-se analisar as Figuras 4.12 e 4.13. São apresentadas respectivamente as séries de temperatura e salinidade nas profundidades 10, 100, 200, 300, 400 e 500 *m* no ponto de instalação da bóia. Fica claro que existe uma sazonalidade nos dados de temperatura e uma pequena variabilidade nos dados de salinidade, mas as séries não apresentam tendências de crescimento/decaimento. Isso indica que o modelo está em ajuste com os fluxos termodinâmicos e de evaporação/precipitação utilizados como forçantes.

Utilizando pontos na Bacia de Santos, o diagrama T-S da Figura 4.14 foi elaborado. Ao longo dos 12 anos de simulação, o modelo foi capaz de manter as características termohalinas da água na região. Praticamente não existem resultados fora dos envelopes de massas da água. A nuvem de pontos com salinidade e temperatura mais elevada corresponde à Água Tropical transportada pela CB, juntamente com a ACAS. Mais ao fundo encontramos a AIA (transportada pela Corrente de Contorno Intermediária), a Água Circumpolar Superior (ACPS) e APAN. O diagrama T-S gerado a partir de resultados do modelo está de acordo com o elaborado por Mattos (2006) (Figura 2.11(a)) utilizando dados medidos na Bacia de Santos.



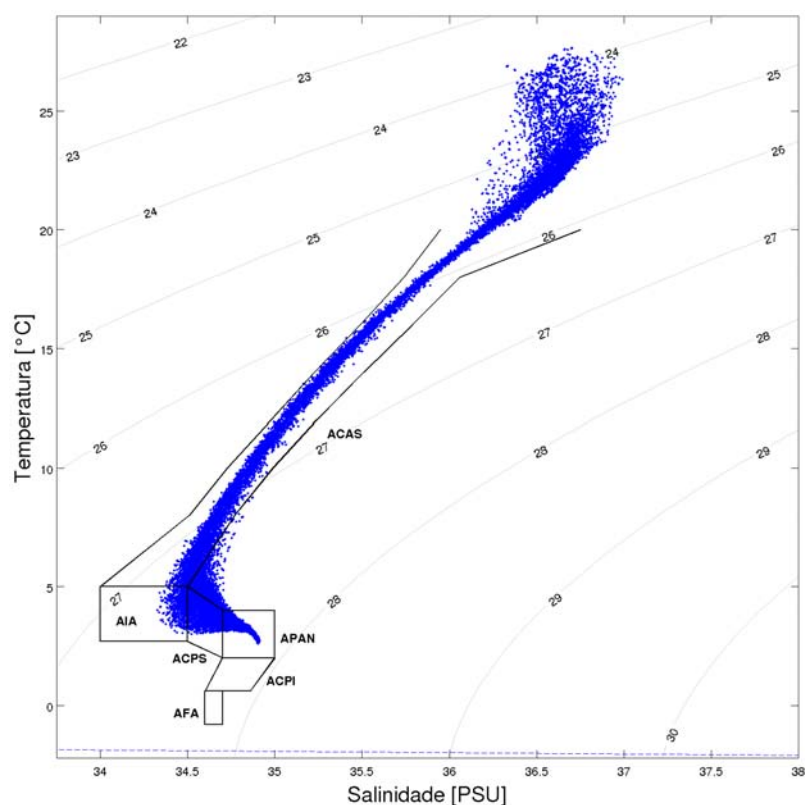
**Figura 4.12:** *Série de Temperatura Potencial obtida de modelo numérico.*



**Figura 4.13:** *Série de Salinidade obtida de modelo numérico.*

Para cada variável foi calculada uma climatologia mensal e anual. Como a região de interesse é a Bacia de Campos, optou-se por focar essa região nas imagens mostradas a seguir.

As médias de Temperatura Superficial são apresentadas na coluna à esquerda da Figura 4.15. Na coluna central estão representados campos climatológicos calculados a partir de dados diários de TSM medidos pelo satélite GOES-12 entre 2003 e 2008. A diferença entre os valores medidos (satélite) e calculados (modelo) está na última col-



**Figura 4.14:** Diagrama T-S representativo da região da Baía de Santos elaborado a partir de resultados de modelo numérico.

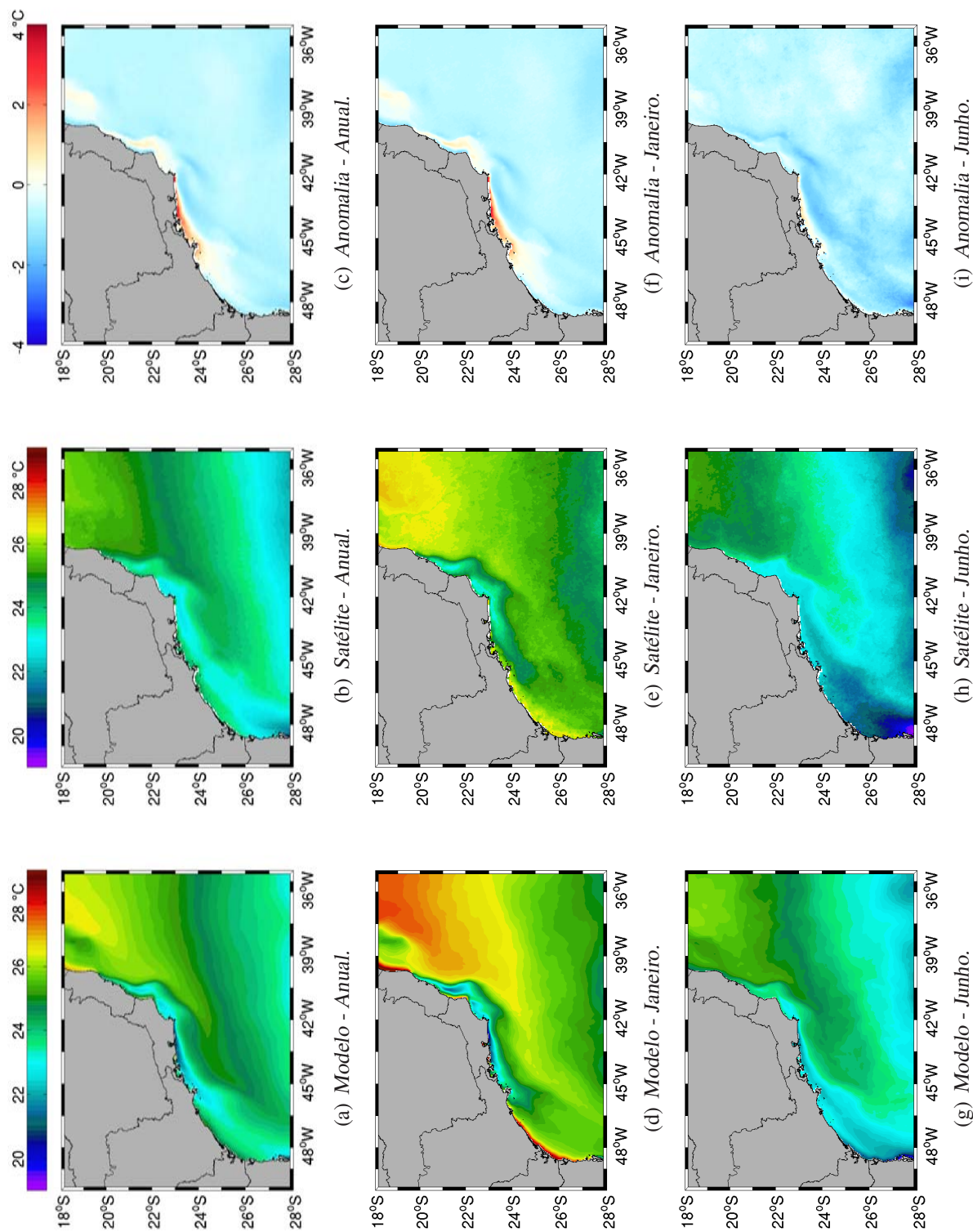
una. Observa-se que o modelo foi capaz de reproduzir extremamente bem a extensão e forma da ressurgência. As imagens de Anomalia mostram que próximo à costa o modelo registrou uma temperatura cerca de 2°C menor do que a real. Isso ocorreu na média anual (Figura 4.15(c)) e no mês de verão (Figura 4.15(f)). No entanto, no mês de inverno (Figura 4.15(i)), quando a ressurgência diminui pela constante inversão do vento de Nordeste causada pela passagem de Frentes Frias, a diferença foi praticamente nula. Portanto, o modelo está considerando um excessivo bombeamento de ACAS para superfície devido a ação do vento nos meses de verão. A região com água mais fria no Banco de Abrolhos no mês de verão (Figuras 4.15(d) e 4.15(e)) também foi corretamente representada.

Um aspecto mal resolvido foi a penetração da água do Prata. Segundo Piola et

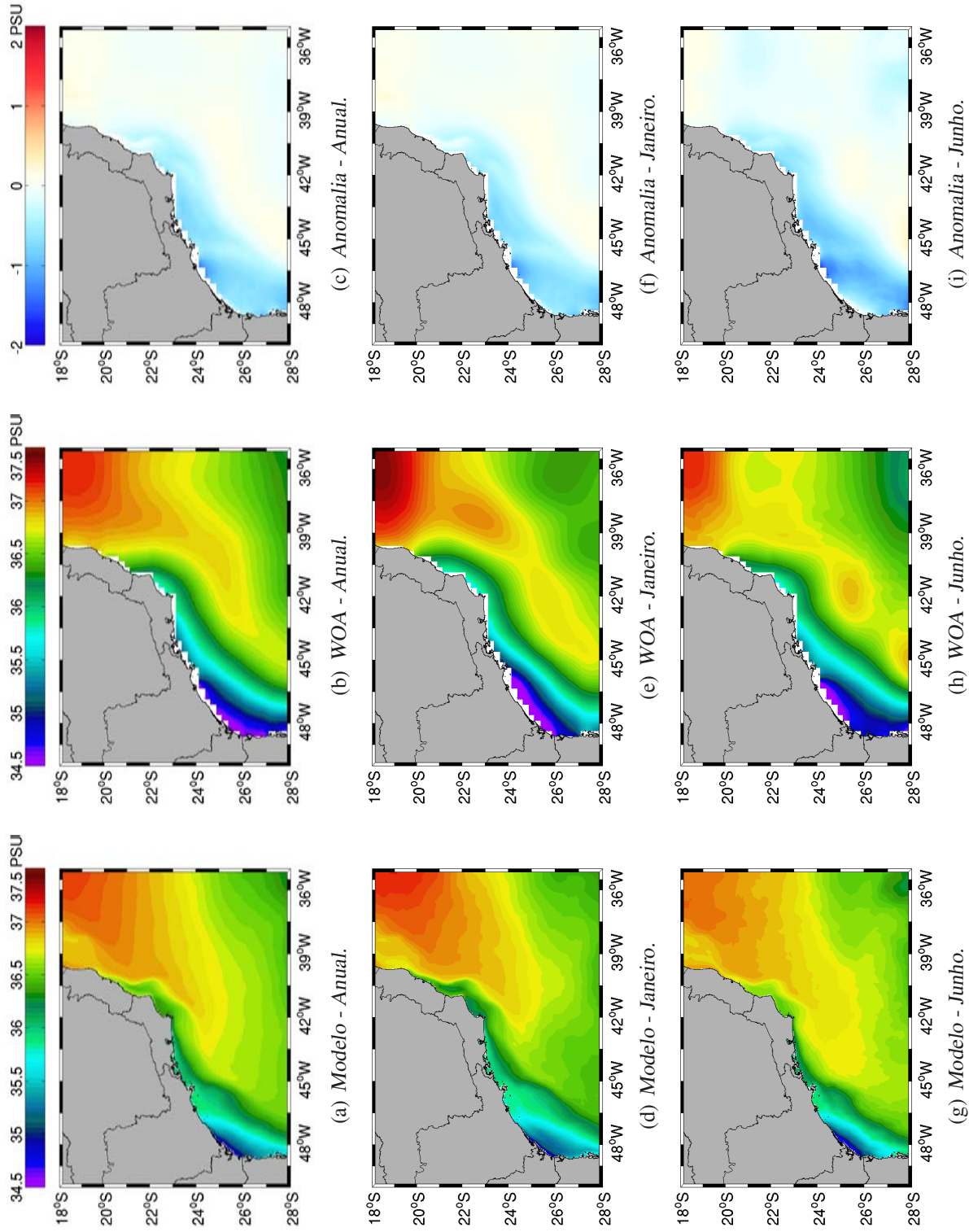
al. (2000), a pluma do Rio Prata varia muito com a sazonalidade, atingindo 32°S na primavera/verão, e 27°S durante o inverno. Apesar da imagem de satélite mostrar exatamente essa situação no mês de inverno (Figura 4.15(h)), essa pluma mais fria não foi representada pelo modelo (Figura 4.15(g)). Isso provavelmente é consequência das condições iniciais e de contorno utilizadas (Figura 4.5(b)), visto que mesmo nos dados do modelo HYCOM, a água mais fria estava restrita a 29°S. Enquanto dados de satélite indicavam valores de 19°C na pluma (em 28°S), o modelo estava 2°C mais quente. No geral os valores medidos e simulados foram extremamente próximos, com o modelo sendo levemente mais quente. A Tabela 4.1 apresenta o valor médio dos campos de Anomalia de temperatura.

Os campos de salinidade são mostrados na Figura 4.16. Para validação dos resultados, a métrica utilizada foi a comparação com dados do *World Ocean Atlas* - WOA (ANTONOV et al., 2006). A feição mais notável é a água menos salina na região da plataforma continental no litoral de São Paulo, Paraná e Santa Catarina. Inicialmente pensou-se que essa redução na salinidade fosse devido à penetração da pluma do Prata. Analisando dados do cruzeiro COROAS, Campos et al. (1999) mostrou que águas com baixa salinidade (33 PSU) detectadas em 23°S eram realmente devido à influência do Prata. No entanto, essa maior alcance estava associado a um elevado e incomum descarte do rio nos meses anteriores, que também podia ser visto em imagens de TSM. Na Figura 4.17 é clara a continuidade da pluma saindo do Prata e atingido o litoral de São Paulo. Nos dados modelados apresentados na Figura 4.16 essa continuidade não aparece. Além disso, estão sendo analisados campos climatológicos calculados a partir de médias de vários anos, portanto eventos extremos como o de Campos et al. (1999) não apareceriam. Tudo isso leva a crer que a água menos salina encontrada é simplesmente água de plataforma, que tem características termohalinas diferentes devido aos processos físicos na região. Analisando os campos de Anomalia, constata-se que o modelo é levemente mais salino na Plataforma Continental ( $\approx 1$  PSU) e extremamente similar aos dados do WOA no restante do campo. A média dos campos de Anomalia é apresentada na Tabela 4.1.





**Figura 4.15:** Campos climatológicos de Temperatura Superficial. Coluna a esquerda: resultados do modelo; coluna central: dados medidos por sensoriamento remoto; coluna a direita: diferença entre os valores (Satélite – Modelo).

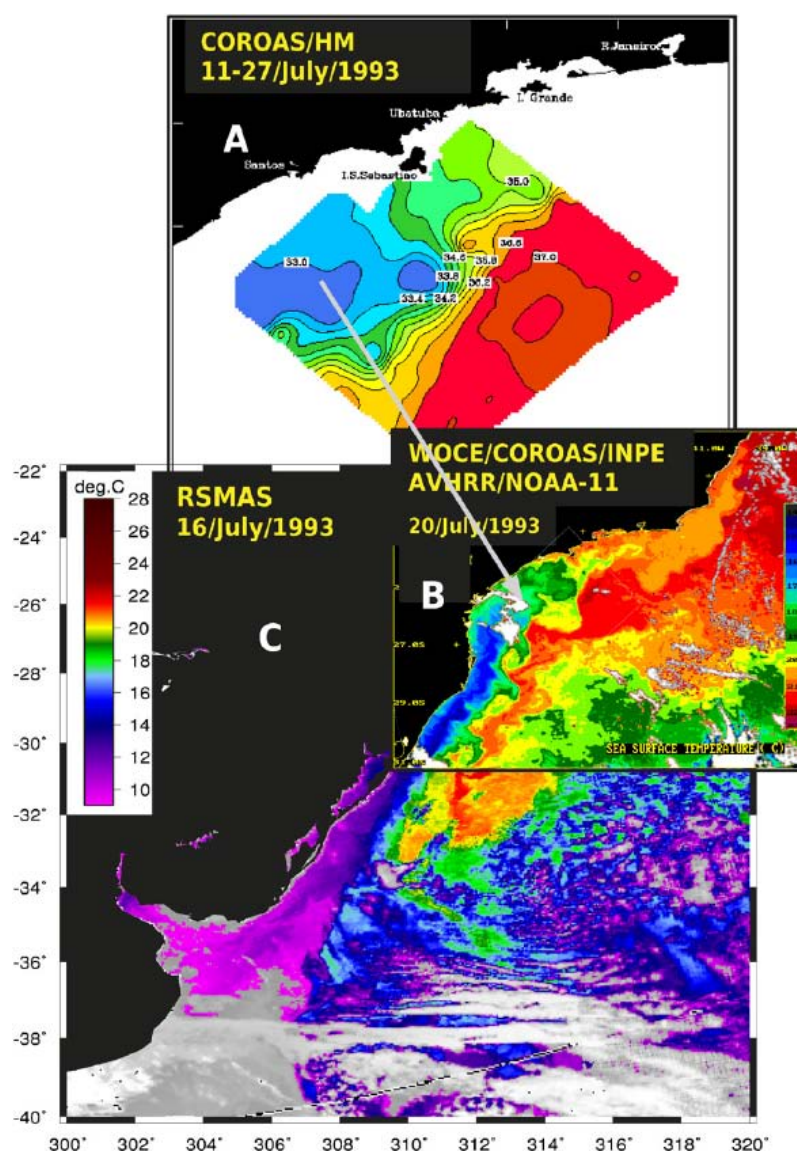


**Figura 4.16:** Campos climatológicos de Salinidade Superficial. Coluna a esquerda: resultados do modelo; coluna central: dados do *World Ocean Atlas* (ANTONOV et al., 2006); coluna a direita: diferença entre os valores (WOA – Modelo).

**Tabela 4.1:** Valor médio da diferença entre campos de temperatura e salinidade de referência (satélite GOES e WOA) e obtidos a partir de resultados do modelo numérico.

	Temperatura (°C)	Salinidade (PSU)
Janeiro	-0,57	-0,064
Fevereiro	-0,78	-0,082
Março	-0,53	-0,014
Abril	-0,38	0,007
Maio	-0,78	-0,069
Junho	-0,93	-0,158
Julho	-0,92	-0,146
Agosto	-0,79	-0,070
Setembro	-0,68	-0,045
Outubro	-0,47	-0,075
Novembro	-0,55	-0,051
Dezembro	-0,48	-0,005
Anual	-0,72	-0,052

Na atmosfera, as ondas curtas emitidas pelo Sol aquecem o solo/água, que por sua vez aquece o ar próximo. Esse ar tem sua densidade reduzida e se desloca para níveis mais elevados da atmosfera. Portanto, na atmosfera o aquecimento solar é um fenômeno que estimula a mistura vertical e diminui a estratificação, com isso aumentando a espessura da Camada Limite. No oceano ocorre o inverso: os raios solares conseguem penetrar e aquecer apenas os níveis mais superficiais da água. Essa camada de água tem sua densidade reduzida ainda mais, com isso aumentando a estratificação e formando uma “barreira” isopícnal que dificulta a passagem de fluxos de *momentum*. Esse comportamento pode ser observado na coluna esquerda da Figura 4.18. No mês de verão (Figura 4.18(c)) a Camada Limite tem sua espessura reduzida para valores entre 10 e 20 metros. Já no mês inverno (Figura 4.18(e)), com a diminuição da incidência solar, a Camada Limite atinge sua profundidade máxima na região, chegando até 80 metros, cerca de 4 vezes mais espessa do que no verão. Outro fator que estimula o aumento da Camada Limite no inverno são os ventos mais intensos devido à passagem de Frentes Frias nesse período.



**Figura 4.17:** Alcance Norte da pluma do prata em situação de elevado descarte fluvial. Quadro A relaciona água de baixa salinidade (33 PSU) detectada no cruzeiro COROAS com a correspondente pluma térmica do Prata mostrada nos quadros B e C. Fonte: Campos et al. (1999).

Os campos de velocidade superficial são mostrados na coluna direita da Figura 4.18. Na média anual e no mês de verão (Figuras 4.18(b) e 4.18(d)), a Corrente do Brasil aparece bem formada, fluindo na direção Sudoeste entre as isóbatas de 200 e 2000 metros, representadas pela linha tracejada em branco. Os valores mais intensos ocorrem

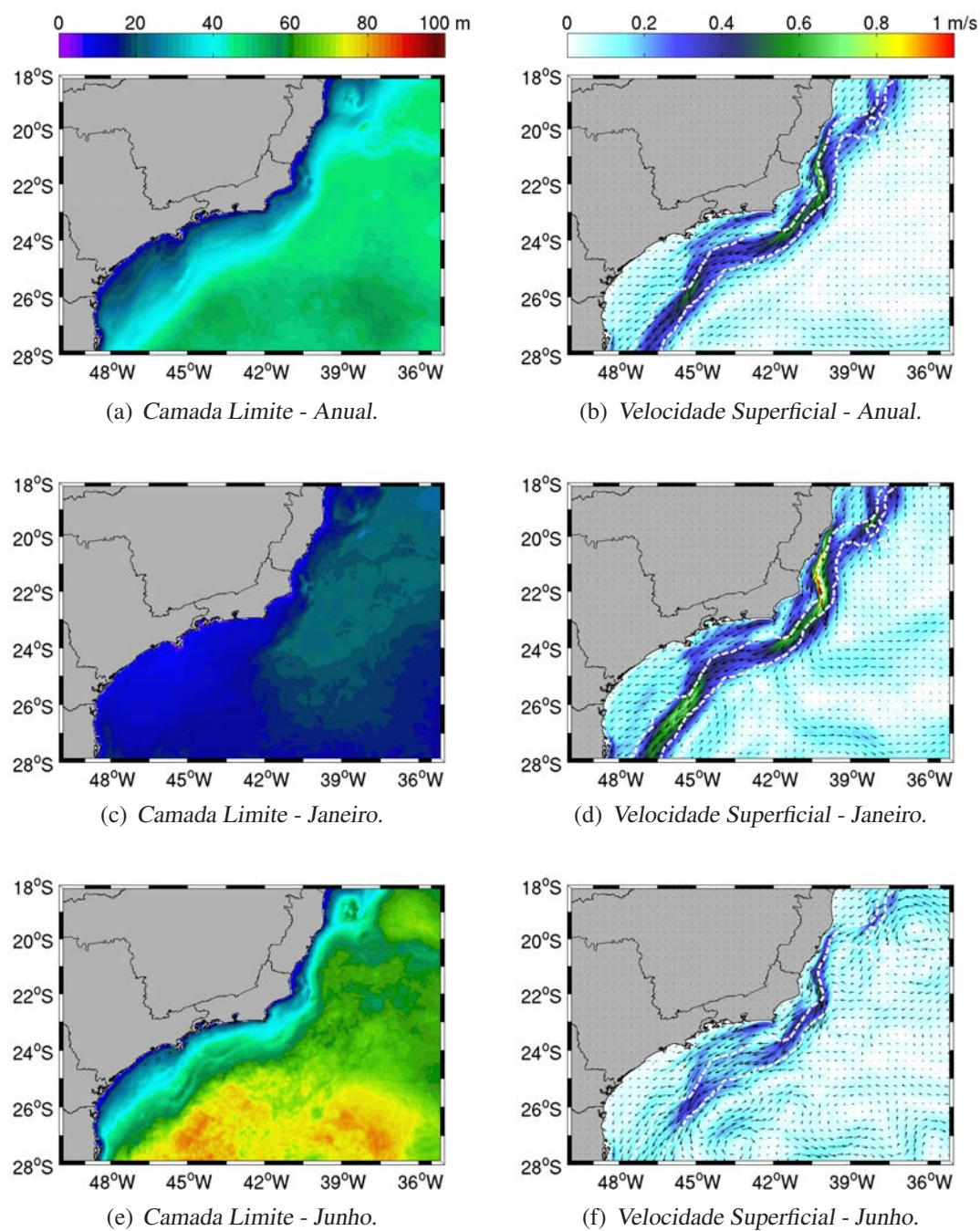
na Bacia de Campos e são da ordem de  $0,9 \text{ m/s}$ . No inverno ocorre um considerável enfraquecimento da CB, que fica restrita a máximos de  $0,4 \text{ m/s}$ . Esse comportamento é similar ao observado nos dados do modelo HYCOM (Figura 4.9(b)).

A fim de comparar o perfil vertical de correntes, uma seção foi feita de forma que coincidisse com o ponto de instalação da bóia oceanográfica e fosse normal ao fluxo da CB. A Figura 4.19 indica em vermelho a posição escolhida (em frente a Paraty - RJ) e em preto a posição da bóia meteoceanográfica. Observa-se que a seção é normal às isóbatas de 200 e 2000 metros. A Figura 4.20 mostra as isopicnais definidas por Mattos (2006) como separação das massas da água, plotadas sobre um campo climatológico anual de densidade, calculado a partir de resultados do modelo ROMS. Nos resultados do modelo, as profundidades das isopicnais correspondem às aquelas identificadas por Mattos (2006) a partir de dados medidos na Bacia de Santos (Figura 2.11(b)).

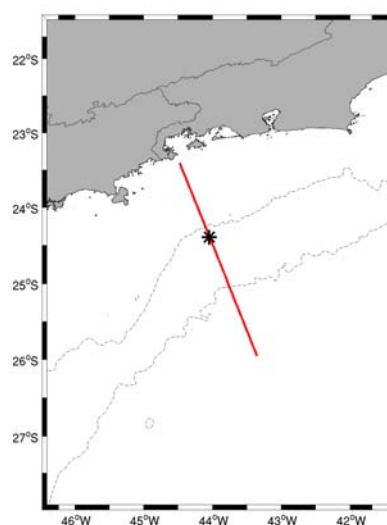
Na Figura 4.21 estão representados os campos médios de velocidade normal à seção vertical. Observa-se que além do enfraquecimento da CB, no mês de inverno (Figura 4.21(c)) o núcleo da corrente se afasta aproximadamente  $50 \text{ km}$  da quebra da plataforma. Considerando a isotáquia de  $-0,1 \text{ cm/s}$  como delimitador, a CB atinge 600 metros de profundidade na média anual, ficando limitada em 500 metros no mês de inverno.

O Cruzeiro CERES II, realizado em conjunto pela PETROBRAS e IO-USP entre 11/10/2008 e 18/10/2008, fez uma série de medições de perfis verticais utilizando CTD numa radial muito próxima – praticamente coincidente – à analisada nesse estudo. A partir dos dados de CTD um campo de velocidade baroclínica absoluta foi obtido utilizando o método POMsec (Figura 4.22). A CB medida é menos intensa, menos profunda e mais estreita do que a modelada no ROMS. Situação inversa à da Contra Corrente Intermediária, que nos dados do CERES é significativamente mais intensa quando comparada à corrente representada no modelo. Nos dois casos, observou-se dois núcleos da CCI: entre 200 e 600  $m$  e de 1000 a 1800  $m$ . A Corrente de Contorno Profunda, que transporta APAN, também é similar nos dados medidos e modelados. No entanto, nos dados medidos a separação entre CB e APAN é mais evidente.





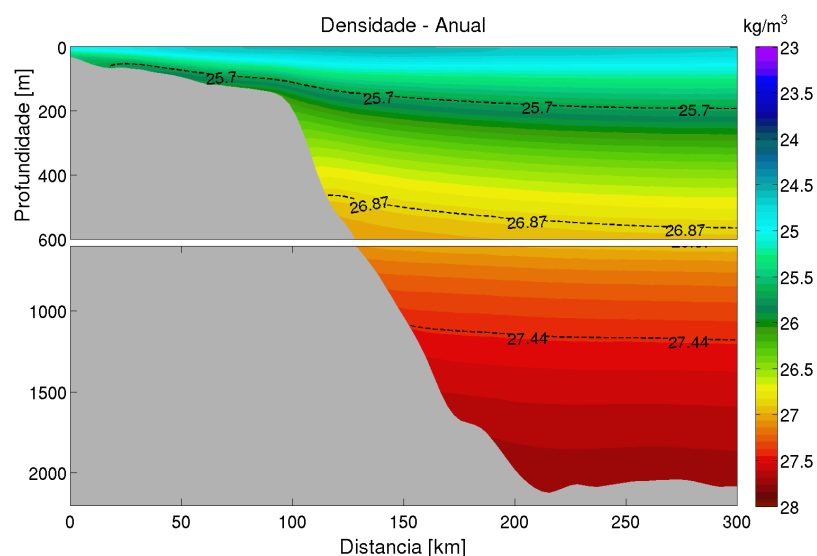
**Figura 4.18:** Campos médios de profundidade da Camada Limite e Velocidade Superficial.



**Figura 4.19:** Posição da seção vertical é representada pela linha em vermelho, ponto de instalação da bóia em preto e isóbatas de 200 e 2000 metros.

Resumidamente, os escoamentos mais profundos e menos intensos não estão sendo muito bem representados nos dados modelados. O modelo não está sendo capaz de manter os gradientes termohalinos que “impulsionam” esses fluxos apenas utilizando as condições de contorno. Provavelmente uma maneira de melhorar a representação das correntes mais profundas é diminuir o tempo de relaxamento newtoniano do modelo para campos climatológicos de temperatura e salinidade. Entretanto, para com isso não restringir a ação de mesoescala nos níveis mais superficiais, a melhor abordagem seria modificar o modelo para permitir tempos de relaxamento diferentes de acordo com a profundidade. Possivelmente utilizando uma função logarítmica, a fim de evitar discontinuidades.

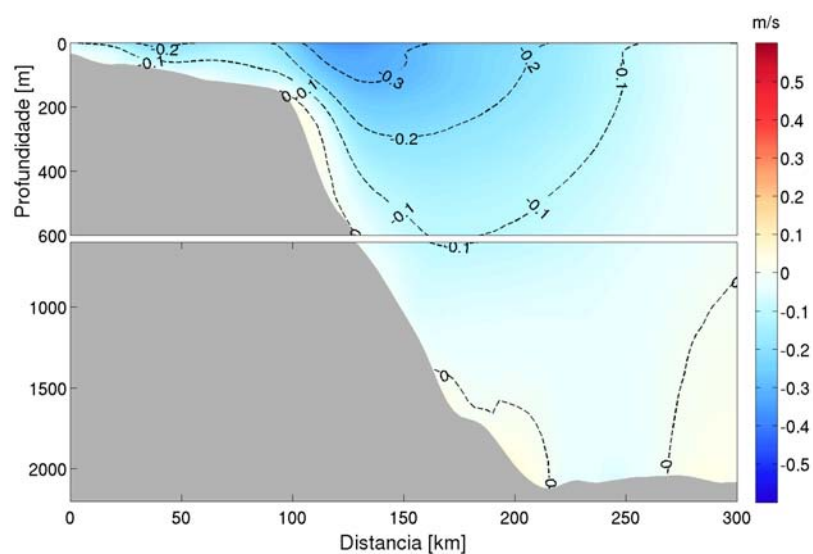
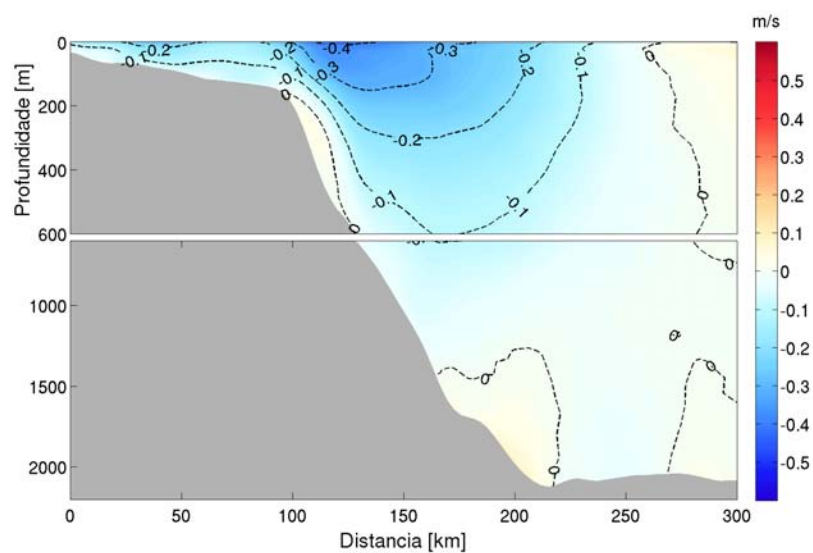
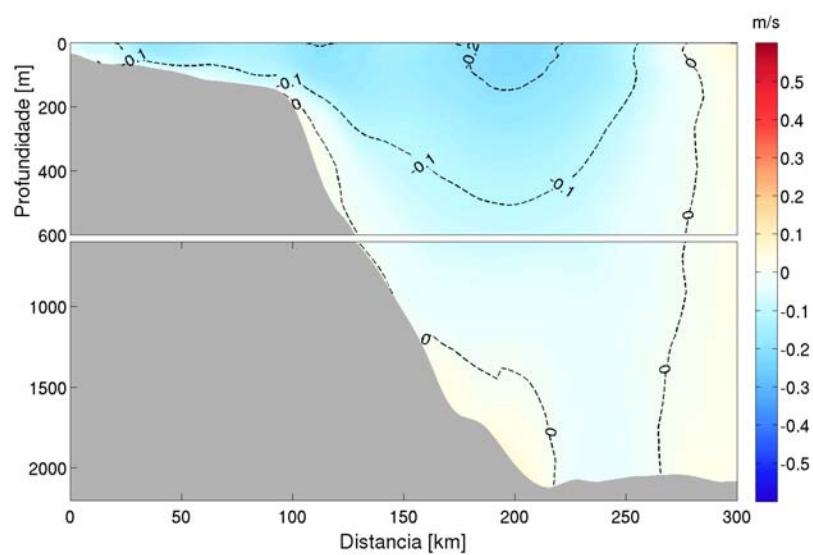
A distribuição de direção e velocidade calculada para o ponto de instalação da bóia utilizando os resultados da modelagem numérica é mostrada na Figura 4.23. Na profundidade de 8,75 m, o modelo apontou a direção SW como dominante (47,9% dos registros), seguida de W (29,9%). Essa distribuição direcional é diferente daquela encontrada para os dados medidos (Figura 3.29), onde a direção W era dominante. A diferença entre dados medidos e resultados modelados é ainda maior para a profundi-

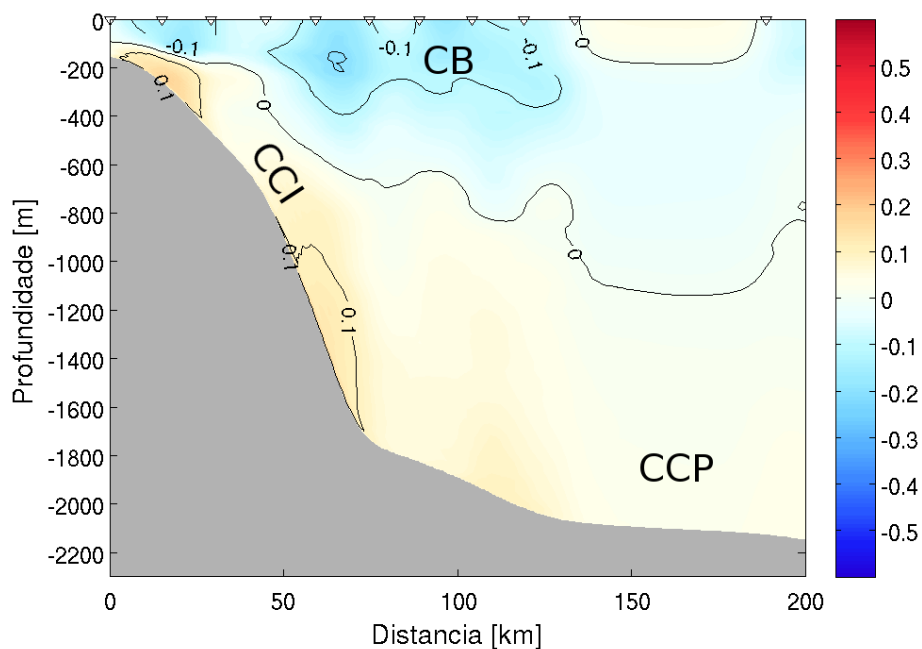


**Figura 4.20:** Campo de Densidade médio na seção vertical. Estão indicadas as isopicnais de separação entre AT/ACAS/AIA/APAN definidas por Mattos (2006).

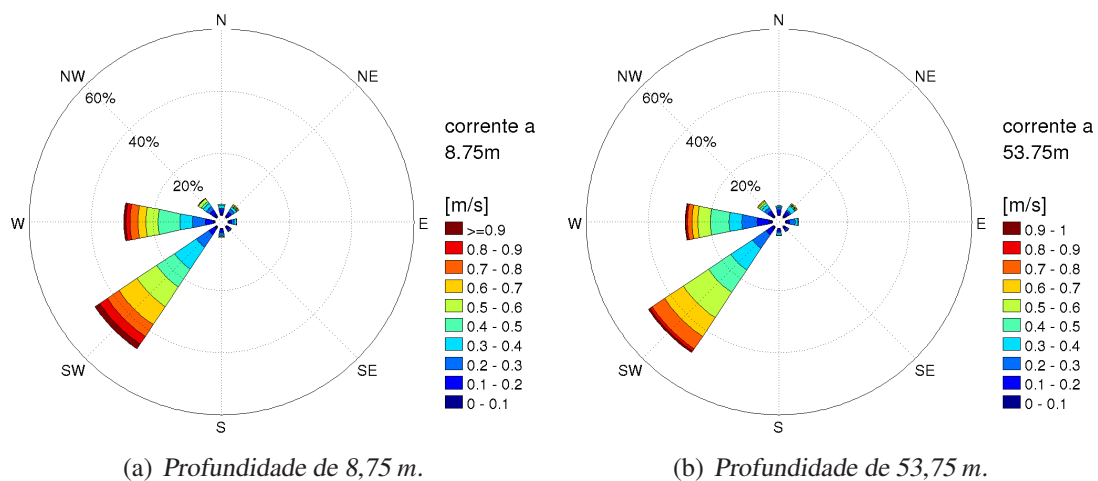
dade de 53,75 m. Nesse nível o modelo apontou uma maior dominância na direção SW (49,5%), enquanto nos dados medidos a direção dominante é W, com 53,9% do total de registros. Os dados modelados possuem uma componente negativa meridional maior do que a presente nos dados medidos. O modelo também subestimou levemente a intensidade média da corrente nas direções dominantes. Conforme indicado nas Tabelas 4.2 e 3.8, para a profundidade de 8,75 m, a velocidade média calculada a partir dos resultados da modelagem numérica é 0,5 m/s para as direções SW e W. Para os dados medidos, a velocidade médias nessas direções é 0,6 m/s. Novamente, a diferença na profundidade de 53,75 m é ainda maior, com velocidade médias de 0,5 (SW) e 0,4 m/s (W) nos resultados modelados e 0,6 m/s nos dados medidos, conforme Tabelas 4.3 e 3.9.



(a) *Velocidade Normal - Anual.*(b) *Velocidade Normal - Janeiro.*(c) *Velocidade Normal - Junho.***Figura 4.21:** Campos médios de Velocidade normal a seção vertical.



**Figura 4.22:** Seção de velocidade baroclínica calculada a partir de perfis de CTD medidos no Cruzeiro CERES II. Dados foram gentilmente cedidos pelo oceanógrafo Dr. Wellington Ceccopieri Belo da PETROBRAS.



**Figura 4.23:** Distribuição de direção e velocidade da corrente obtida a partir de modelagem numérica para ponto de instalação da bóia.

**Tabela 4.2:** Distribuição de velocidade por direção da corrente na profundidade 8,75 m calculada a partir de dados modelados.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	total
<b>0,0 a 0,1</b>	0,8	0,8	0,4	0,8	0,4	0,8	0,9	1,2	5,9
<b>0,1 a 0,2</b>	1,2	1,3	0,5	0,6	0,9	1,7	2,3	1,3	9,8
<b>0,2 a 0,3</b>	0,5	1,0	0,6	0,5	0,9	5,2	4,0	1,2	13,9
<b>0,3 a 0,4</b>	0,8	0,8	0,6	0,1	0,0	8,8	3,5	1,4	16,0
<b>0,4 a 0,5</b>	0,1	0,3	0,0	0,0	0,4	7,2	7,2	0,8	16,0
<b>0,5 a 0,6</b>	0,0	0,3	0,1	0,0	0,3	7,4	4,4	0,9	13,3
<b>0,6 a 0,7</b>	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	7,4	2,7	0,1	10,5
<b>0,7 a 0,8</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,5	2,8	0,1	7,5
<b>0,8 a 0,9</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,4	1,3	0,0	4,6
<b>0,9 a 1,0</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,5	0,0	1,5
<b>&gt; 1,0</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,3	0,0	0,9
<b>total</b>	3,4	4,6	2,3	2,1	2,8	47,9	29,9	7,0	100,0
<b>média (m/s)</b>	0,2	0,3	0,2	0,1	0,2	0,5	0,5	0,3	

**Tabela 4.3:** Distribuição de velocidade por direção da corrente na profundidade 53,75 m calculada a partir de dados modelados.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	total
<b>0,0 a 0,1</b>	0,3	1,2	0,6	0,6	0,3	0,9	1,2	1,2	6,2
<b>0,1 a 0,2</b>	1,5	0,9	0,8	0,6	0,9	2,2	3,5	1,2	11,6
<b>0,2 a 0,3</b>	0,6	0,4	1,5	0,6	0,4	5,5	5,0	1,2	15,4
<b>0,3 a 0,4</b>	0,4	1,7	0,6	0,1	0,5	8,5	3,7	1,2	16,8
<b>0,4 a 0,5</b>	0,0	0,4	0,0	0,0	0,3	8,9	6,1	0,6	16,3
<b>0,5 a 0,6</b>	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	9,7	4,3	0,5	14,7
<b>0,6 a 0,7</b>	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	7,5	2,1	0,4	10,3
<b>0,7 a 0,8</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0	1,7	0,0	6,7
<b>0,8 a 0,9</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,5	0,0	1,2
<b>0,9 a 1,0</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,3	0,0	0,9
<b>&gt; 1,0</b>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<b>total</b>	2,8	5,0	3,7	2,1	2,3	49,5	28,3	6,2	100,0
<b>média (m/s)</b>	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,5	0,4	0,3	

## ***5 Forçantes Meteorológicas Locais e Resposta Oceânica durante a passagem de Sistemas Frontais***

Nesse capítulo é feita uma análise dos dados medidos e modelados no ponto de instalação da bóia meteoceanográfica durante a passagem das Frentes Frias previamente descritas na Seção 3.2.3. Um maior enfoque é dado para situações em que uma estrutura similar a espiral de Ekman foi observada. A mesma metodologia de análise foi empregada nos quatro casos selecionados de passagem de Sistemas Frontais.

## 5.1 Caso 1 – Junho de 2008

O Caso 1 ocorreu entre 21 e 27 de Junho de 2008. A Figura 5.1 apresenta o vento e corrente medido/modelado no local de instalação da bóia meteoceanográfica durante o evento. Na Figura 5.1(a) está representado o vento teórico utilizado na simulação sem Frente Fria (sFF). O vento da Reanálise do NCEP – utilizado na simulação com Frente Fria (cFF) – e o vento medido estão representados respectivamente nas Figura 5.1(c) e 5.1(e). Observa-se uma boa concordância entre o dado utilizado como forçante atmosférico e o dado real medido, com praticamente o mesmo instante de giro do vento e pequenas diferenças na intensidade (linha vermelha) e direção. Por estar disponível apenas de 6 em 6 horas, o dado de vento modelado apresenta menor variabilidade temporal do que o medido a cada uma hora.

Comparando-se as correntes superficiais da simulação sFF (Figura 5.1(b)) e cFF (Figura 5.1(d)) observa-se que o Sistema Frontal foi capaz de alterar a direção da corrente, introduzindo uma componente meridional positiva. Na sFF a direção média é  $232^\circ$ , enquanto na cFF é  $245^\circ$ . A Frente Fria também foi capaz de reduzir a intensidade da corrente superficial em 12%, sendo  $0,42 \text{ m/s}$  a velocidade média na sFF e  $0,36 \text{ m/s}$  na cFF.

O comportamento da corrente medida (Figura 5.1(f)) foi muito diferente do observado nos resultados das simulações numéricas. Na profundidade de  $8,75 \text{ m}$  (nível mais superficial válido do ADCP utilizado) a corrente fluiu para NW durante vários dias, enquanto nos dados modelados ela permaneceu na direção SW. Inicialmente pensou-se que a Frente Fria havia sido capaz de inverter o fluxo da corrente. No entanto, analisando-se a altimetria e velocidade geostrófica no período (Figura 5.2) constata-se que a bóia meteoceanográfica (destacada em preto) está entre vórtices ciclônicos e anticiclônicos que introduzem uma componente NE no escoamento. Além disso, a corrente medida a  $53,75 \text{ m}$  (Figura 5.3) também fluiu para NW, evidenciando que a mudança de direção do escoamento é influenciada por fenômenos com considerável extensão vertical, como os vórtices. É preciso ressaltar que as simulações numéricas não foram feitas com

assimilação de dados, apenas vento sinótico foi utilizado. Portanto, não era esperado que os dados modelados de corrente tivessem boa concordância com os dados medidos, exceto em análises climatológicas, conforme Figuras 3.29 e 4.23.

A fim de calcular a influência da passagem do Sistema Frontal no perfil de corrente, o campo de correntes da simulação sem Frente Fria foi subtraído do campo de corrente da simulação com Frente Fria. As operações foram realizadas nas componentes *cross-shelf* e *along-shelf* da velocidade. Os resultados obtidos estão expostos na Figura 5.4. As linhas tracejadas em preto delimitam o período de passagem da Frente Fria. Nos dias anteriores à passagem da FF praticamente não existe diferença entre as simulações. Após o início da FF, nas Figuras 5.4(a) e 5.4(c) observa-se uma perturbação da corrente de deriva causada pelo vento, que é a única fonte de diferença entre as simulações cFF e sFF. Essa estrutura fica restrita às primeiras dezenas de metros da coluna da água, sendo mais facilmente observada na componente *cross-shelf*. Cerca de 2 a 3 dias após o início da FF começam a aparecer estruturas mais profundas, atingido até mesmo a profundidade total do local. Acredita-se que enquanto a perturbação nas primeiras dezenas de metros é devido a um efeito local do vento, as estruturas mais profundas, com extensão vertical de centenas de metros, possam ser atribuídas a um efeito remoto dos ventos da Frente Fria.

Analisando-se apenas as correntes superficiais geradas devido à ação do vento (Figuras 5.4(b) e 5.4(d)), percebe-se claramente que elas possuem uma forma de onda. Vale ressaltar novamente que a simulação numérica foi feita sem maré, portanto não é essa a origem da onda detectada. Conforme destacado na Figura 5.4(d), o período dessa onda é próximo do período inercial do local. Portanto, os resultados da simulação numérica indicam que a passagem da Frente Fria é capaz de gerar correntes inerciais no local analisado.

Isso é confirmado pela análise do Diagrama Vetorial Progressivo (Figura 5.5) elaborado a partir dos dados medidos na profundidade de 8,75 m. Esse gráfico apresenta o pseudo-deslocamento de uma partícula partindo da posição  $(x_0, y_0)$ , calculado a partir das componentes  $u$  e  $v$  com  $(x, y) = (x_0, y_0) + \sum (u_i, v_i) \Delta t_i$ . O deslocamento da

Figura 5.5(a)) foi obtido a partir da aplicação de um filtro passa-alta com limite de 28 horas. Em vermelho estão destacados os instantes de medição. Na Figura 5.5(b) é apresentado o deslocamento gerado pelas correntes inerciais obtidas com um filtro passa-banda entre 28 e 30 horas. Observa-se claramente os movimento anti-horários associados a passagem de uma onda inercial, especialmente na Figura 5.5(b) onde apenas as frequências inerciais foram preservadas.

Para haver correntes inerciais, é necessário que o sistema formado pela interação ar/água esteja em equilíbrio geostrófico. A partir dessa hipótese, tentou-se identificar a ocorrência da espiral de Ekman, que tem o geostrofismo como uma das exigências teóricas.

Na série de dados medidos, inicialmente tentou-se subtrair a corrente do nível de maior profundidade – e teoricamente independente da ação do vento – da corrente total. Esse procedimento foi adotado por vários autores em trabalhos anteriores e assume que a corrente geostrófica no local tem um perfil vertical constante, como exemplificado na Figura 2.4. No entanto, a metodologia não forneceu bons resultados. O método basicamente assume que a corrente independente do vento é totalmente barotrópica, o que não é verdade para a Corrente do Brasil. A simples remoção da velocidade no nível mais profundo e independente do vento pode funcionar em regiões de plataforma, onde a barotropicidade é dominante. Entretanto, esse método não funciona em locais onde a contribuição baroclínica é relevante, e um significativo gradiente vertical de velocidades horizontais existe, como é o caso no talude da Bacia de Santos.

Seguindo o exemplo de Yoshikawa et al. (2007), optou-se por utilizar a técnica de Análise de Componentes Principais para separar da corrente total medida, a parcela devido ao vento. Empregando o cálculo de EOF (*Empirical Orthogonal Function*), foram calculados 15 modos a partir da série de velocidades alisadas com um média móvel de 6 horas. Destes, o modo mais energético respondia por aproximadamente 94% da variância total, o segundo modo, por 4%, e os 13 modos restantes, por 2%. Devido ao alto valor de variância total, considerou-se que o primeiro modo correspondia à influência da Corrente do Brasil. A série temporal foi então reconstituída a partir dos

modos 2 a 15, excluindo-se a parcela devido a CB. Analisando-se o perfil de correntes filtrado com a retirada do 1º modo, foi possível identificar situações em que uma estrutura similar à espiral teórica de Ekman pudesse ser observada. Uma dessas situações está representada na Figura 5.6(a) e corresponde as 04:00 do dia 22 de Junho de 2008. Cada vetor colorido corresponde à intensidade e direção da corrente devido ao vento na profundidade indicada na legenda. A espiral observada se estende até uma profundidade de 23,75 m e tem uma velocidade máxima de 15 cm/s em 8,75 m de profundidade. O vetor em preto indica a direção do vento de 6,4 m/s (não representado em escala). A maior correlação encontrada da corrente foi com o vento de 3 horas anteriores, concordando com as análises de correlação circular-circular e linear-linear expostas nas Figuras 3.36(a) e 3.36(b) respectivamente. A Figura 5.6(c) exhibe a visualização tridimensional da espiral medida.

A fim de comparar os dados medidos com a teoria de Ekman, uma espiral foi calculada utilizando as Equações 2.4 e 2.5. O mesmo valor de direção e intensidade do vento observado na espiral medida foi utilizado para elaborar a espiral teórica. A tensão cisalhante foi calculada por

$$\tau = \rho_a C_d U_{10}^2 \quad (5.1)$$

onde  $\rho_a$  é a densidade do ar ( $1,3 \text{ kg/m}^3$ ),  $U_{10}$  é a velocidade do vento a 10 m de altura e  $C_d$  é o coeficiente de arrasto (*drag coefficient*). Não existe um valor definido para  $C_d$ , ele funciona basicamente como uma parametrização da turbulência. No entanto, é uma aproximação grosseira, visto que a quantidade de movimento que é efetivamente transferida depende de uma série de fatores (rugosidade da superfície da água, presença de ondas de gravidade, etc). Os vários valores de  $C_d$  presentes na literatura são empíricos, calculados a partir de medições em campo e laboratório. Decidiu-se utilizar o coeficiente proposto por Yelland et al. (1998) por uma série de fatores: é o trabalho mais recente desse tipo, portanto utiliza os sensores mais avançados; as medições foram feitas em campo e não em laboratório; e a influência exercida pela estrutura do navio onde as medições estavam sendo realizadas foi levada em conta.



$$1000C_d = 0,29 + \frac{3,1}{U_{10}} + \frac{7,7}{U_{10}^2} \quad (3 \leq U_{10} \leq 6m/s) \quad (5.2)$$

$$1000C_d = 0,60 + 0,071 U_{10} \quad (6 < U_{10} \leq 26m/s) \quad (5.3)$$

De acordo com Cushman-Roisin (1994), a espessura da camada de Ekman é calculada por

$$d \simeq 0,4 \frac{u_*}{f} \quad (5.4)$$

onde  $f$  é o parâmetro de Coriolis e  $u_*$  é a velocidade de atrito, calculada por

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_0}} \quad (5.5)$$

onde  $\rho_0$  é a densidade da água superficial. O coeficiente no cálculo da espessura da camada (0,4) é um valor empírico. O modelo ROMS, por exemplo, utiliza um coeficiente de 0,7, enquanto trabalhos de Stigebrandt (1985), Mofjeld e Lavelle (1984) sugerem valores menores. A espiral teórica calculada utilizando o vento medido está representada na Figura 5.6(b), e em visualização tri-dimensional, na Figura 5.6(d). Destaca-se o ângulo exato de  $45^\circ$  entre a direção do vento e da corrente superficial. No caso da espiral medida, o valor da corrente em superfície não está disponível, mas conforme observa-se no perfil direcional da Figura 5.6(e), existe boa concordância entre a direção teórica e medida até a profundidade de 20 m, além da qual a rotação da espiral medida é mais acentuada.

As principais diferenças entre a espiral medida e teórica são mais facilmente observadas nos perfis de velocidade e direção da Figura 5.6(e). A magnitude da corrente é significativamente maior nos dados medidos (linha em verde), onde a velocidade chega a 15 cm/s no níveis mais superficiais, ficando restrita a 3 cm/s na espiral teórica (linha em azul). Outro ponto de discordância é a espessura da camada de Ekman. Nos dados

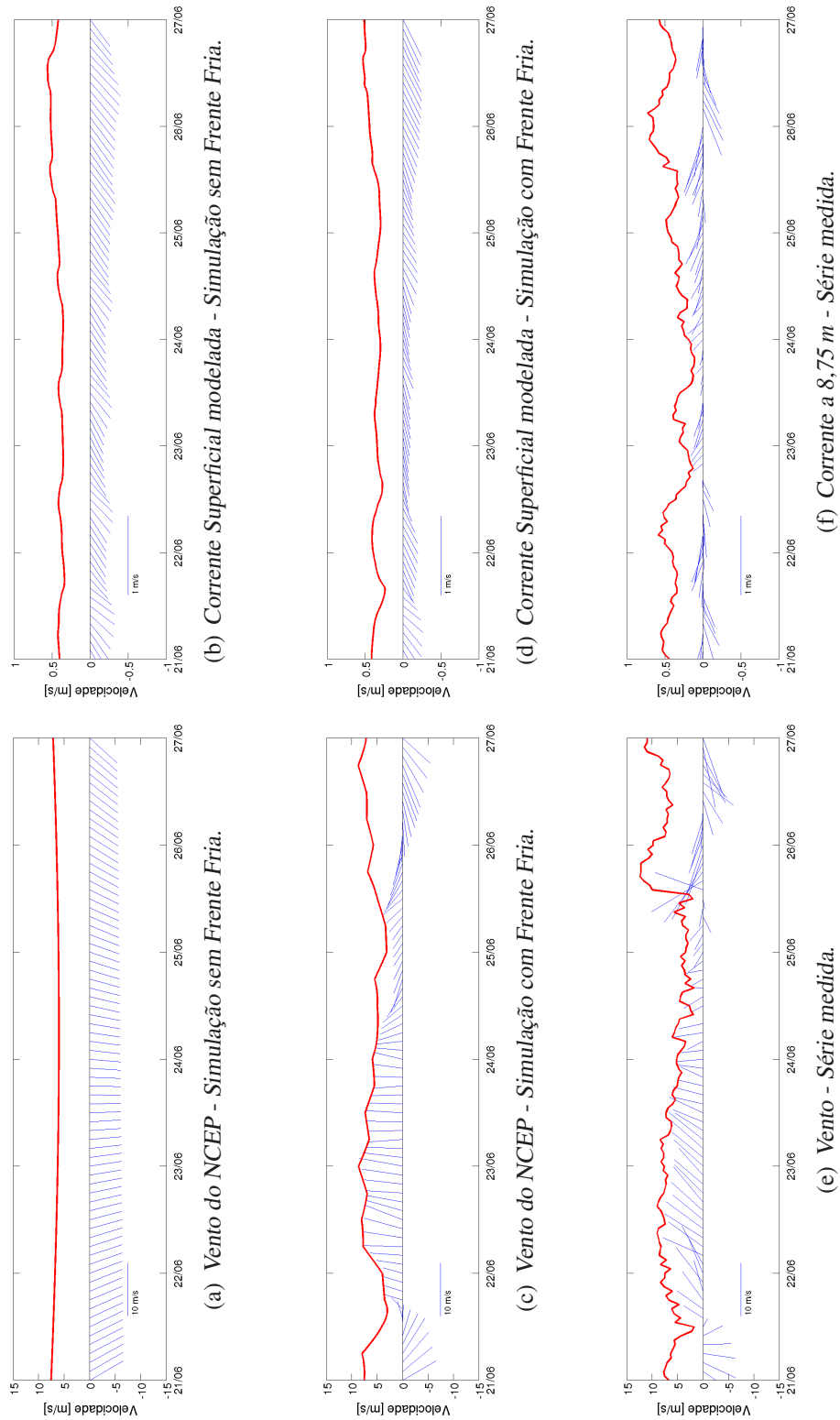
teóricos, a espiral atinge uma profundidade de quase 50 metros, praticamente o dobro do observado nos dados medidos.

Nos resultados das simulações numéricas também foi possível observar uma estrutura similar a espiral de Ekman, obtida a partir da diferença entre as velocidades da cFF e sFF. No entanto, a estrutura não ocorreu no mesmo instante que a espiral medida, visto que conforme representado na Figura 4.10, os ventos medidos e modelados são similares, mas não idênticos. Uma espiral de Ekman foi identificada nos dados simulados para o instante 00:00 do dia 23 de Junho de 2008 (Figura 5.7). O vento mais correlacionado com a espiral ocorreu 10 horas antes, com uma magnitude de  $7,6 \text{ m/s}$ . Conforme Figura 5.7(a), o ângulo entre o vento e a corrente superficial é de apenas  $8^\circ$ , significativamente menor do que o ângulo teórico de  $45^\circ$  (Figura 5.7(b)). A espiral teórica foi calculada utilizando a direção e magnitude do vento modelado com maior correlação com a espiral. A espiral modelada teve pouca concordância com a teórica, mas foi muito similar à observada em vários detalhes: profundidade limite de  $25 \text{ m}$ , velocidade máxima na ordem de  $O^{-2} \text{ m/s}$ , decaimento logarítmico e giro acentuado ( $\approx 50^\circ$  em  $25 \text{ metros}$ ).

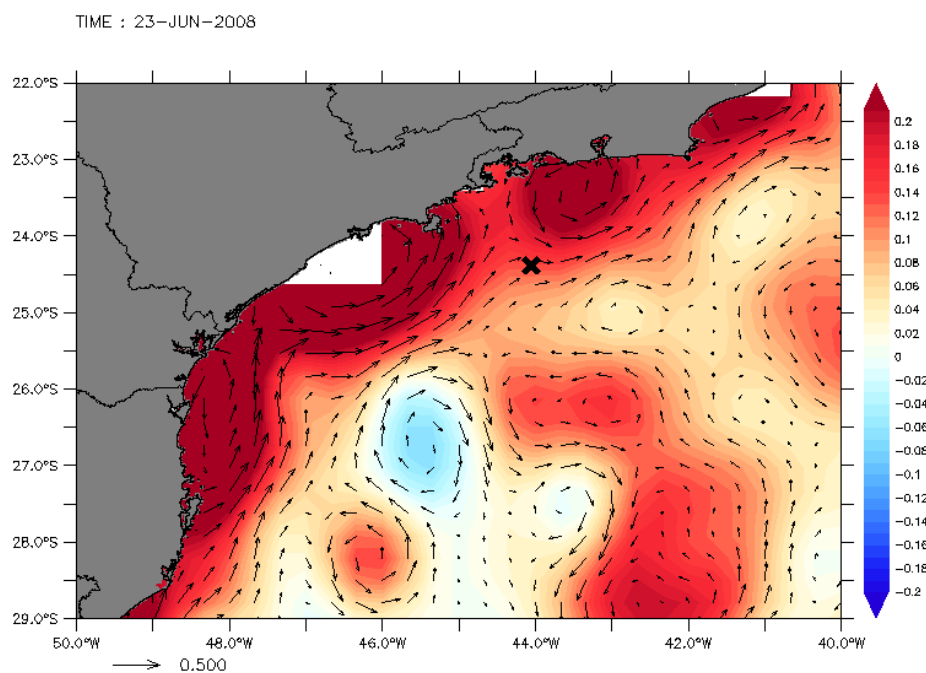
Apesar de não representarem o mesmo instante na passagem do Sistema Frontal, houve boa concordância entre a espirais medida e modelada. Valores de espessura da camada e velocidade máxima foram muito próximos. O ângulo entre o vento e a corrente a  $8,75 \text{ metros}$  de profundidade foi  $60^\circ$  na espiral medida e  $45^\circ$  na modelada.

Conhecendo o cisalhamento vertical das correntes e assumindo um regime de Ekman, foi possível calcular o coeficiente de viscosidade turbulenta na vertical utilizando as Equações 2.1 e 2.2. O resultado obtido está representado na Figura 5.8. Apesar das Equações do Movimento (Equações 4.25, 4.26 e 4.27) utilizarem o mesmo coeficiente  $A_V$  nos três eixos cartesianos, o valor de  $A_V$  calculado a partir dos dados medidos variou muito dependendo de qual componente da velocidade fosse utilizada (Figura 5.8(a)). Isso é evidência de que considerar a turbulência como isotrópica é uma aproximação bastante grosseira da realidade. Como o modelo ROMS utiliza um esquema de mistura vertical baseado nessa hipótese, as curvas de  $A_V$  calculadas a partir de dados modelados

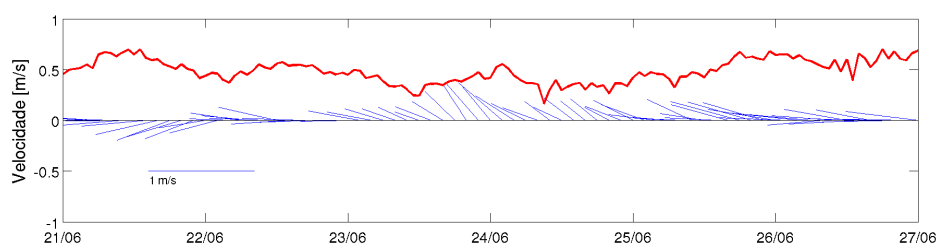
estão muito próximas entre si (Figura 5.8(b)). Os dados medidos apresentaram valores maiores de  $A_V$ . Contudo, conforme trabalhos anteriores (Figura 2.8) comprovam, a faixa de variabilidade expande-se por várias ordens de grandeza. Portanto, pode-se considerar que tanto os valores medidos quanto modelados apresentaram valores dentro do esperado.



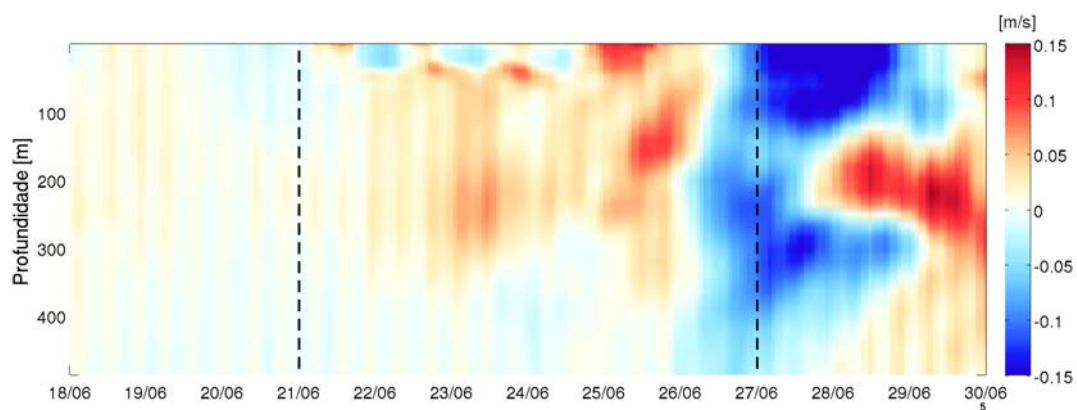
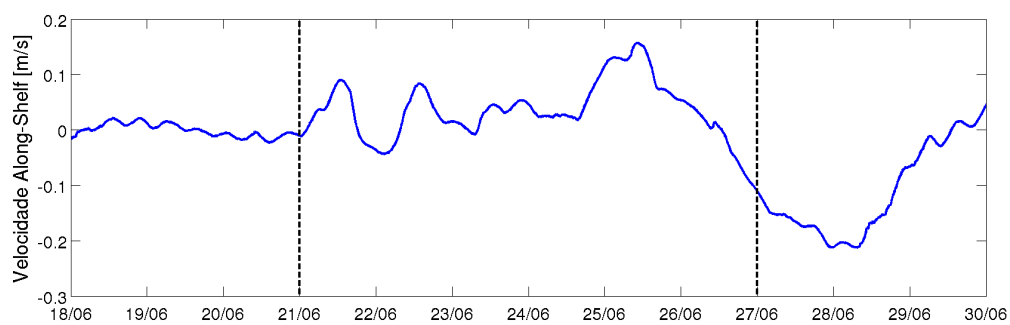
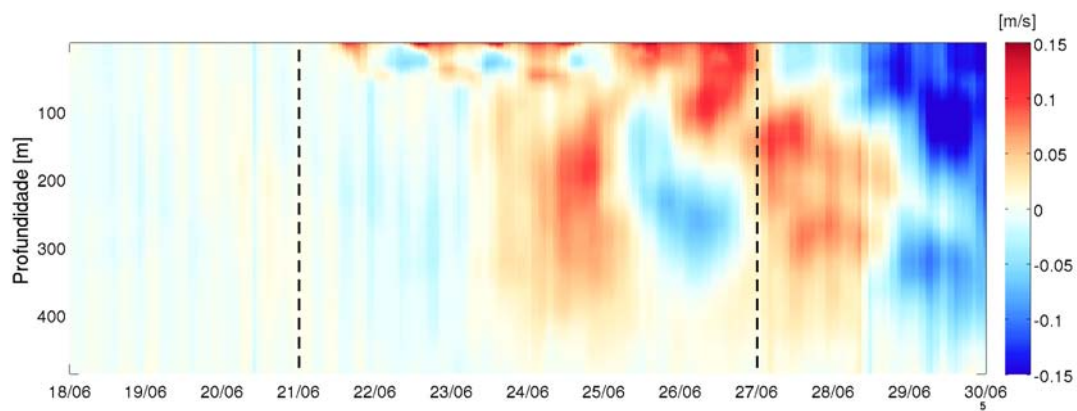
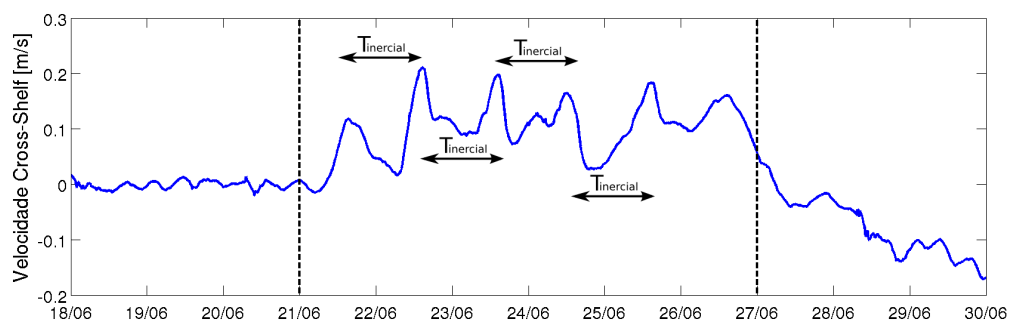
**Figura 5.1:** Vento e Corrente no ponto de instalação da bóia meteorológica.



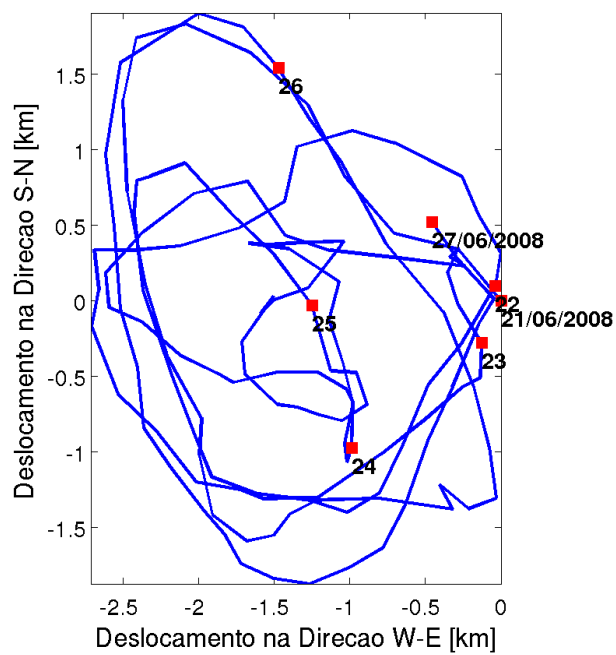
**Figura 5.2:** Altimetria e velocidade geostrófica derivada no dia 23 de Junho de 2008, posição da bóia meteorológica está destacada em preto. Dados obtidos da AVISO (CLS, 2004).



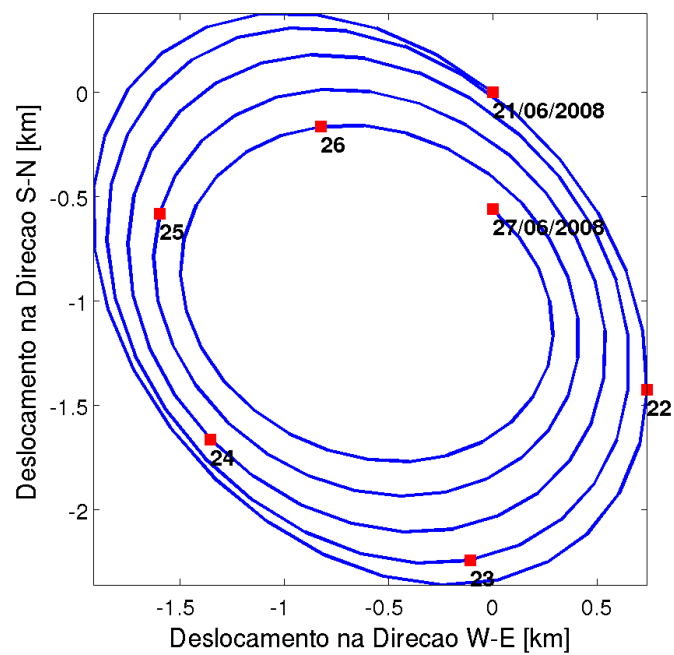
**Figura 5.3:** Corrente a 53,75 m - Série medida.

(a) Velocidade Along-Shelf ( $u'$ ) modelada.(b) Velocidade Along-Shelf superficial ( $u'$ ) modelada.(c) Velocidade Cross-Shelf ( $v'$ ) modelada.(d) Velocidade Cross-Shelf superficial ( $v'$ ) modelada.

**Figura 5.4:** Diferença entre campo de velocidade da simulação com Frente Fria e simulação sem Frente Fria.

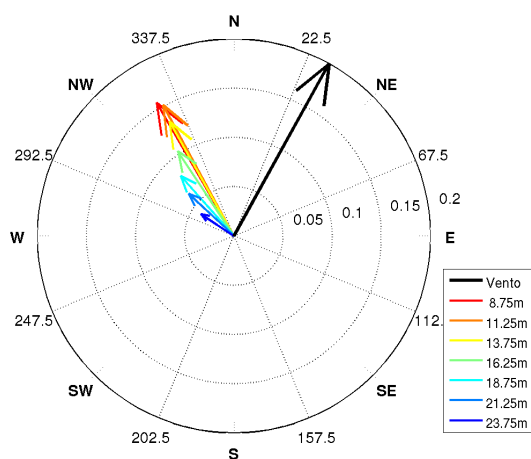
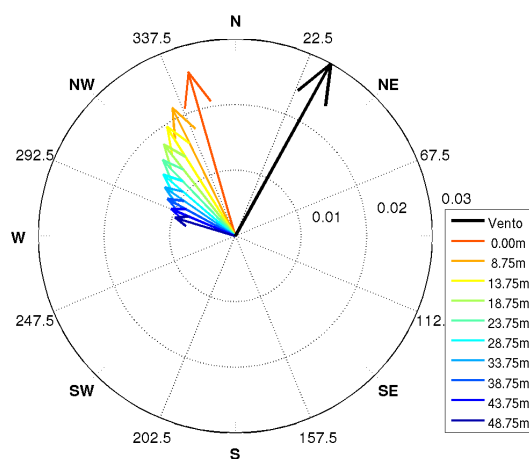
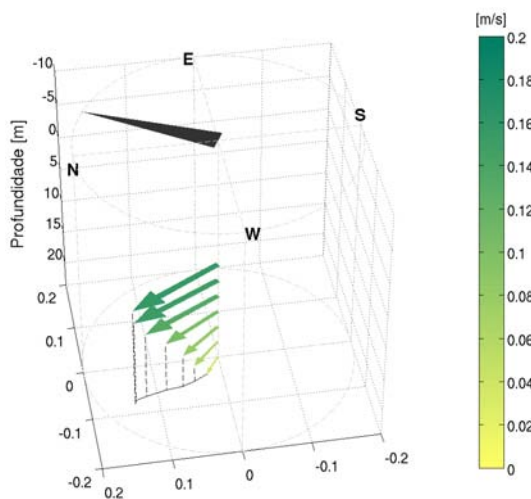
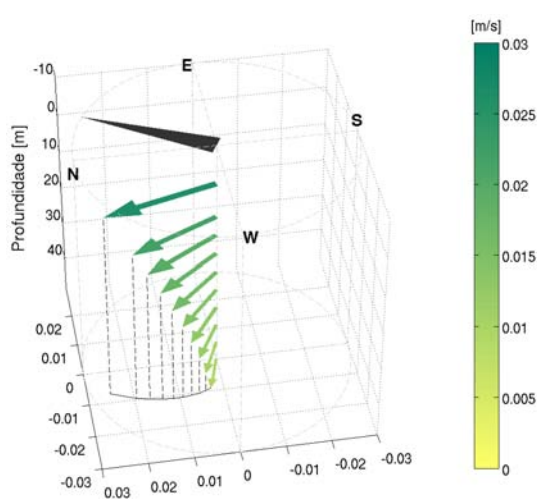
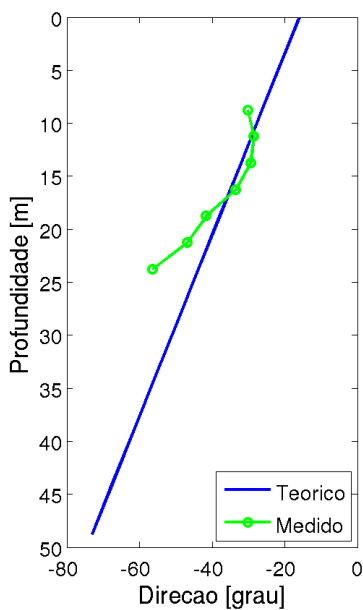
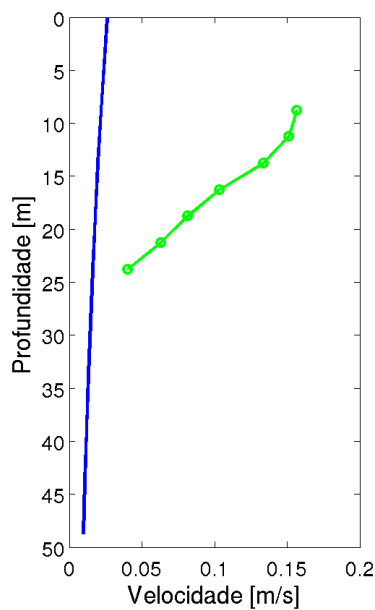


(a) Corrente filtrada com passa-baixa de 28 horas.

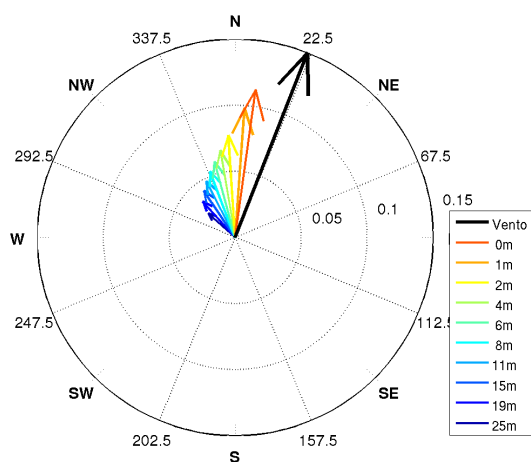
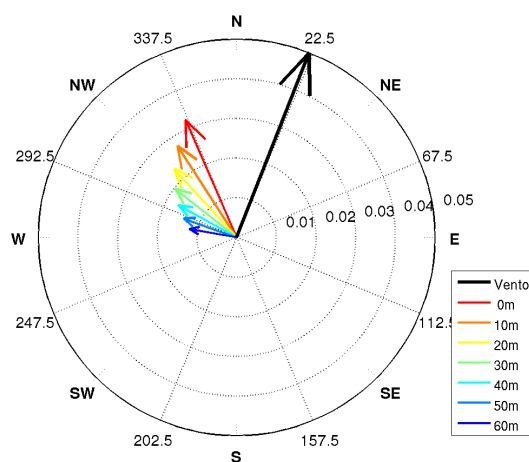
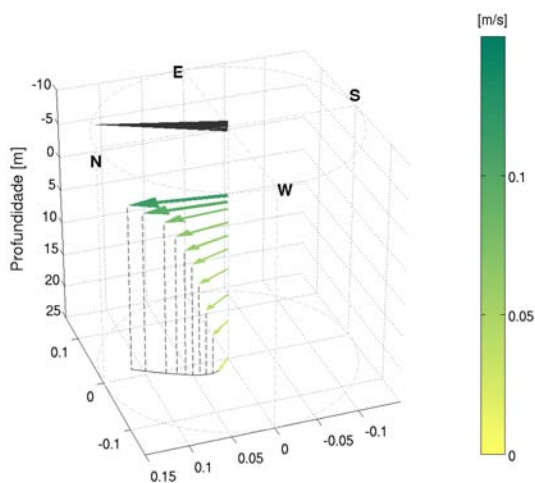
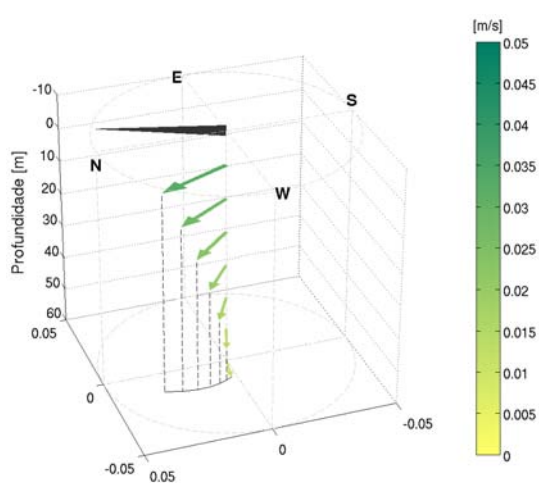
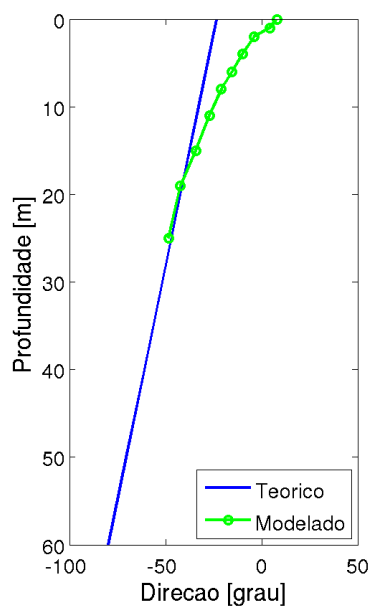
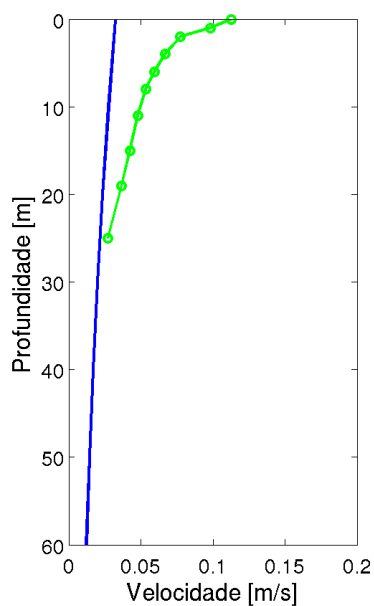


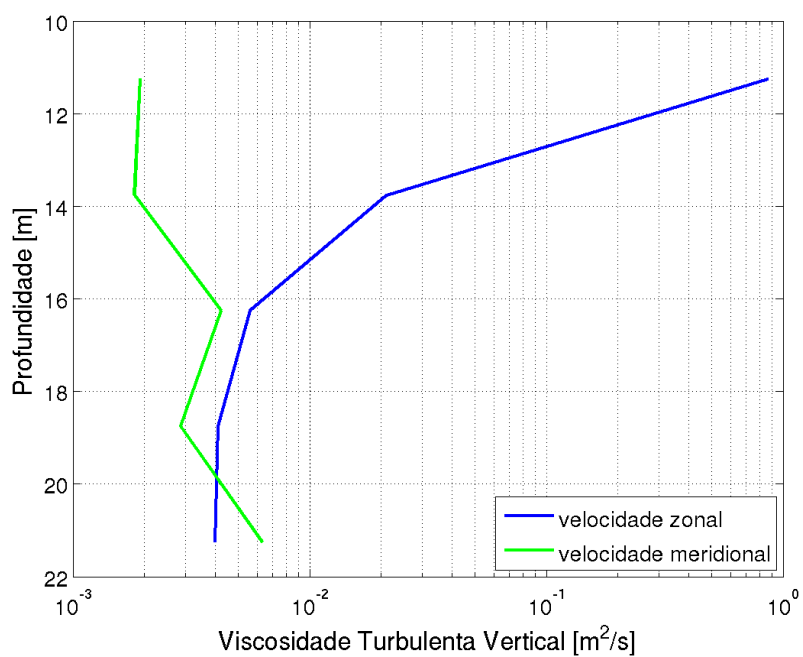
(b) Corrente filtrada com passa-banda entre 28 e 30 horas.

**Figura 5.5:** Diagrama Vetorial Progressivo da corrente medida na profundidade 8,75 m. Pontos em vermelho indicam data de medição.

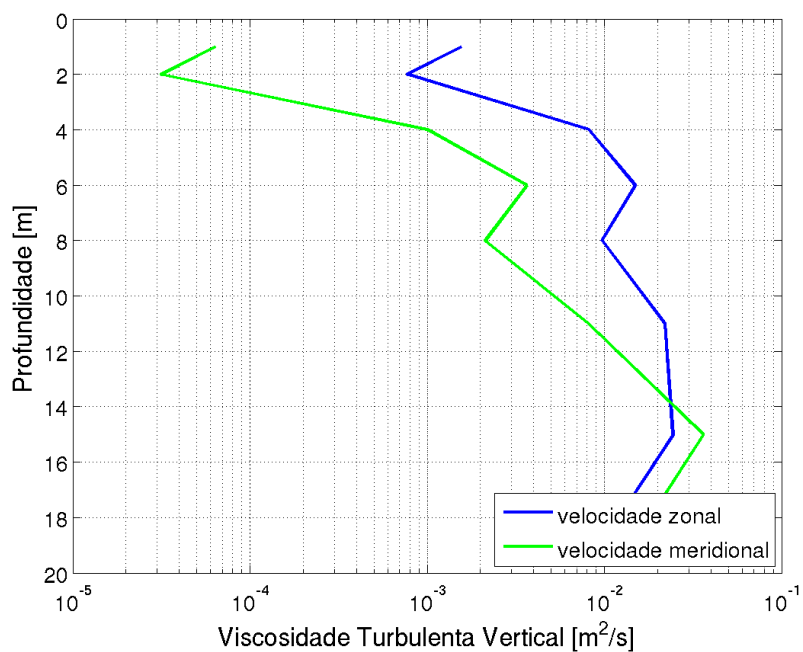
(a) *Espiral de Ekman Medida.*(b) *Espiral de Ekman Teórica.*(c) *Espiral de Ekman Medida.*(d) *Espiral de Ekman Teórica.*(e) *Perfis de velocidade e direção das espirais de Ekman medida (linha verde) e teórica (linha azul).***Figura 5.6:** *Espiral de Ekman observada no Caso 1 no dia 22/06/2008 as 04:00.*



(a) *Espiral de Ekman Modelada.*(b) *Espiral de Ekman Teórica.*(c) *Espiral de Ekman Modelada.*(d) *Espiral de Ekman Teórica.*(e) *Perfis de velocidade e direção das espirais de Ekman modelada (linha verde) e teórica (linha azul).***Figura 5.7:** *Espiral de Ekman observada no Caso 1 no dia 23/06/2008 as 00:00.*



(a) Calculado a partir de espiral medida.



(b) Calculado a partir de espiral modelada.

**Figura 5.8:** Coeficiente de viscosidade turbulenta vertical no Caso 1. Linha azul representa  $A_V$  calculado a partir de componente zonal da velocidade, e linha verde,  $A_V$  calculado a partir de componente meridional.

## 5.2 Caso 2 – Setembro de 2008

O Caso 2 ocorreu entre 12 e 21 de Setembro de 2008. Os resultados encontrados foram muito similares aos do Caso 1. As séries modeladas e medidas de vento e corrente superficial são apresentadas na Figura 5.9. O vento interpolado a partir da Reanálise do NCEP (Figura 5.9(c)) teve boa concordância com o vento medido (Figura 5.9(e)). A direção média da corrente na sFF (Figura 5.9(b)) foi  $219^\circ$  com intensidade de  $0,45 \text{ m/s}$ . A passagem da Frente Fria introduziu uma componente meridional positiva que alterou a direção e intensidade médias da corrente superficial na cFF, cujos valores foram  $230^\circ$  e  $0,36 \text{ m/s}$  respectivamente. A corrente medida foi diferente da simulada devido a presença de um vórtice anti-ciclônico na região (Figura 5.10). O vórtice deixou todo o escoamento com direção Oeste até pelo menos 53,75 metros de profundidade (Figura 5.11).

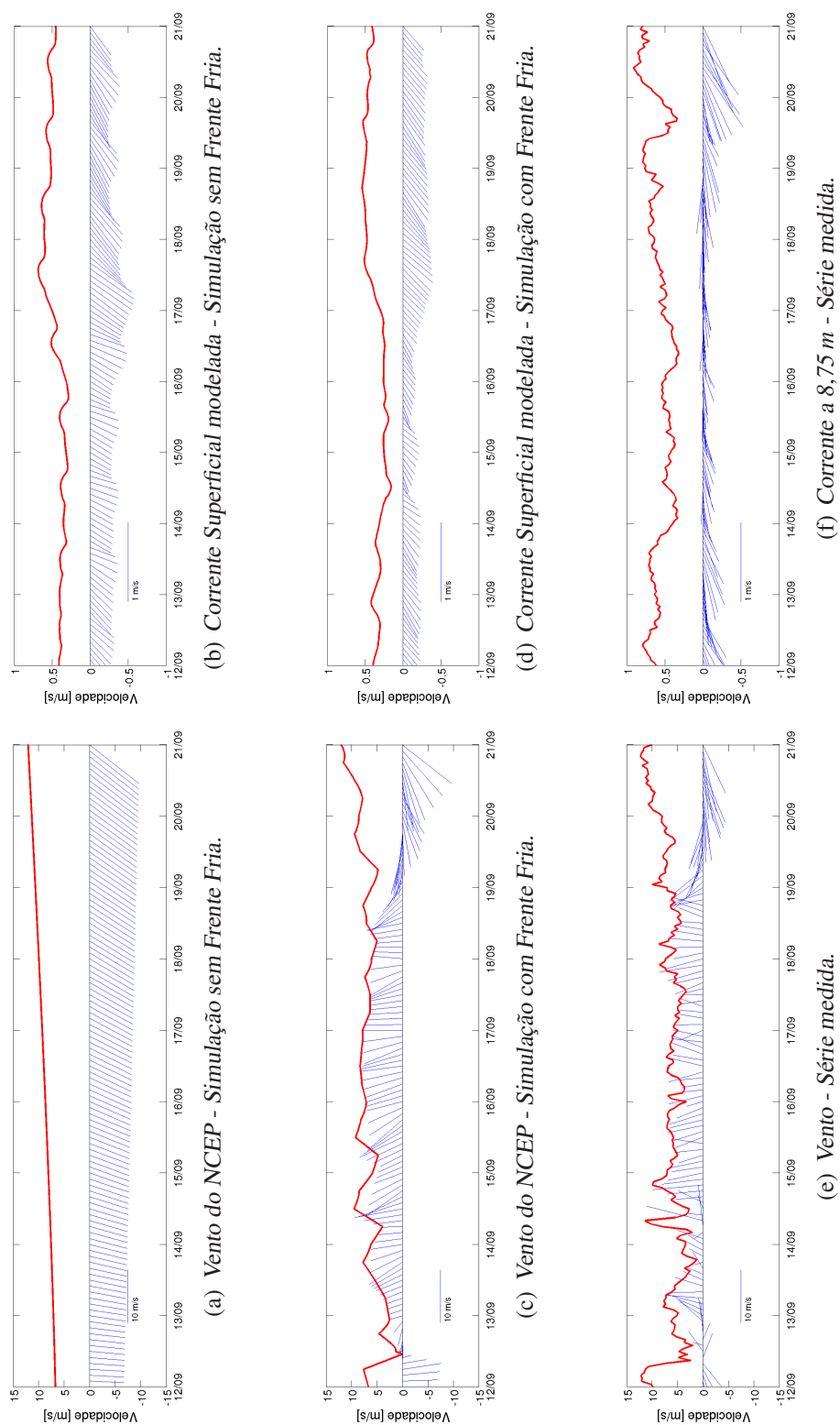
Novamente no perfil vertical de correntes que representa a diferença entre a cFF e sFF foi possível observar uma perturbação, que ficou restrita às primeiras dezenas de metros (Figura 5.12(a) e 5.12(c)). Essa estrutura foi associada a um efeito local do vento, enquanto estruturas com maior extensão vertical (centenas de metros) foram associadas a um efeito remoto. Nas imagens de corrente superficial observou-se ondas com período próximo ao período inercial do local nos dados medidos (Figura 5.13) e modelados (Figura 5.12(b) e 5.12(d)).

As Figuras 5.14(a) e 5.14(c) apresentam a espiral de Ekman identificada a partir de dados medidos no dia 14/09/2008 às 06:00. A maior correlação da corrente foi com o vento de  $4,5 \text{ m/s}$  medido três horas antes. O mesmo vento foi utilizado para calcular a espiral teórica representada nas Figuras 5.14(b) e 5.14(d). A comparação dos perfis verticais (Figura 5.14(e)) demonstra que novamente a espiral medida é mais rasa ( $\approx 30 \text{ m}$  de profundidade) e tem maior intensidade (velocidade máxima de  $9 \text{ cm/s}$ ) do que a espiral teórica ( $\approx 40 \text{ m}$  de profundidade e velocidade máxima de  $2 \text{ cm/s}$ ). O giro da espiral medida também é mais acentuado ( $100^\circ$  em 25 metros de profundidade) do que o da teórica.

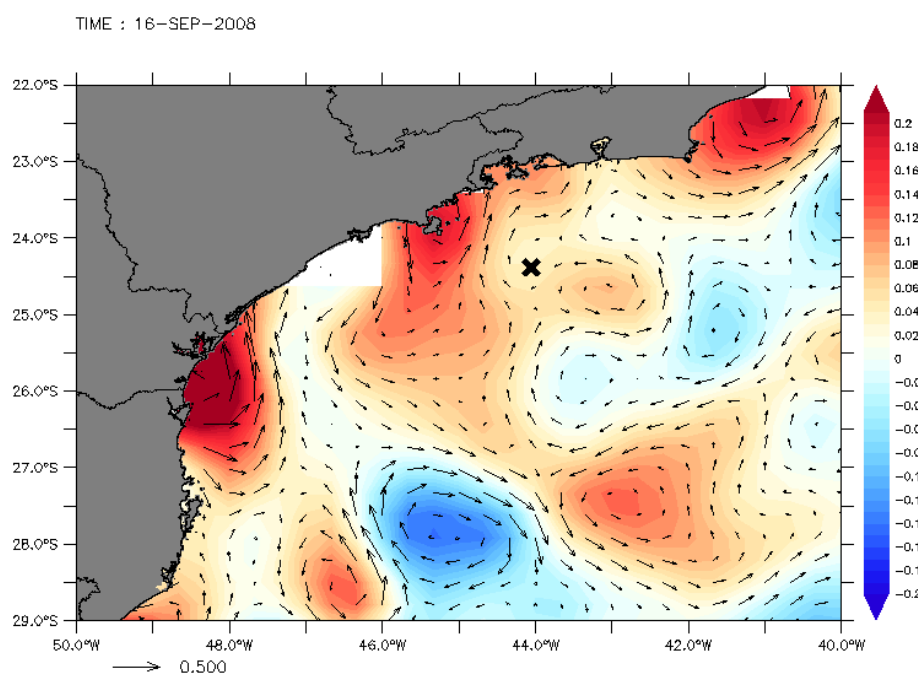
Nos resultados da simulação numérica uma espiral foi identificada no dia 16/09/2008 as 00:00, conforme Figuras 5.15(a) e 5.15(c). A maior correlação da corrente foi com o vento de  $9,5 \text{ m/s}$ . Um fato que merece destaque é que o vento mais correlacionado com a corrente foi medido 36 horas antes. Essa “demora” no ajuste da corrente a influência do vento é significativamente maior do que nos outros casos analisados. A espiral teórica calculada com esse vento está representada nas Figuras 5.15(b) e 5.15(d). Novamente, grandes diferenças foram detectadas entre a espiral modelada e teórica (Figura 5.15(e)): a profundidade da espiral teórica foi de 80 metros, quase três vezes o valor da modelada; a velocidade máxima da modelada foi  $13 \text{ cm/s}$  contra  $5 \text{ cm/s}$  na teórica; nas duas espirais o giro foi de  $50^\circ$ , mas como a modelada era menos espessa, a velocidade angular foi maior nessa última; o ângulo entre o vento e a corrente superficial foi de apenas  $9^\circ$  na espiral modelada.

Apesar de não representarem o mesmo instante na passagem do Sistema Frontal, houve boa concordância entre as espirais medida e modelada. Valores de espessura da camada e velocidade máxima foram muito próximos, mas o giro da espiral medida foi ainda mais acentuado. O ângulo entre o vento e a corrente a 8,75 metros de profundidade foi  $49^\circ$  na espiral medida e  $34^\circ$  na modelada.

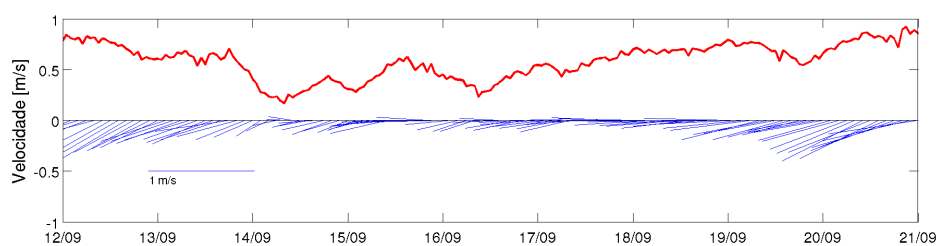
Nenhum padrão significativo foi observado nos perfis de viscosidade turbulenta (Figura 5.16). Esperava-se obter um perfil similar aos apresentados na Figura 2.8, onde a turbulência próxima à superfície é maior devido à influência do vento e ondas de gravidade, no entanto isso não ocorreu. O único ponto em comum com os resultados obtidos nos outros casos analisados de passagem de Frente Fria, foi a similaridade entre a forma dos perfis calculados a partir da velocidade zonal e meridional da espiral modelada. Isso se deve à suposição de que a turbulência é anisotrópica, e que portanto o mesmo coeficiente  $A_V$  pode ser usado na equação do movimento na direção  $x$  e  $y$ . Por sua vez, os perfis calculados a partir da espiral medida foram bem distintos entre si, evidenciando a isotropia da turbulência na mistura vertical.



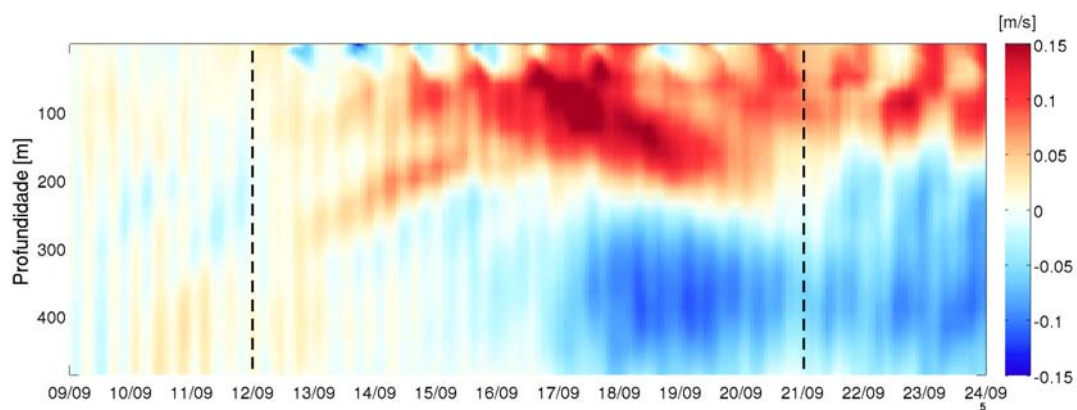
**Figura 5.9:** Vento e Corrente no ponto de instalação da bóia meteorocanográfica.



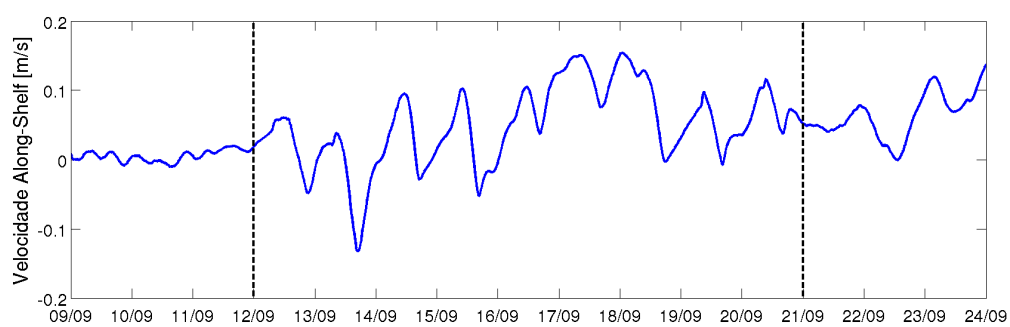
**Figura 5.10:** Altimetria e velocidade geostrófica derivada no dia 16 de Setembro de 2008, posição da bóia meteoceanográfica está destacada em preto. Dados obtidos da AVISO (CLS, 2004).



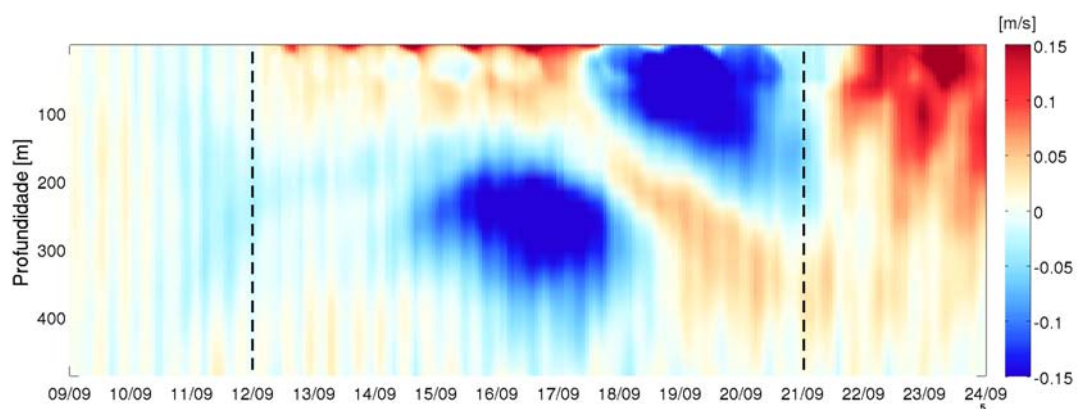
**Figura 5.11:** Corrente a 53,75 m - Série medida.



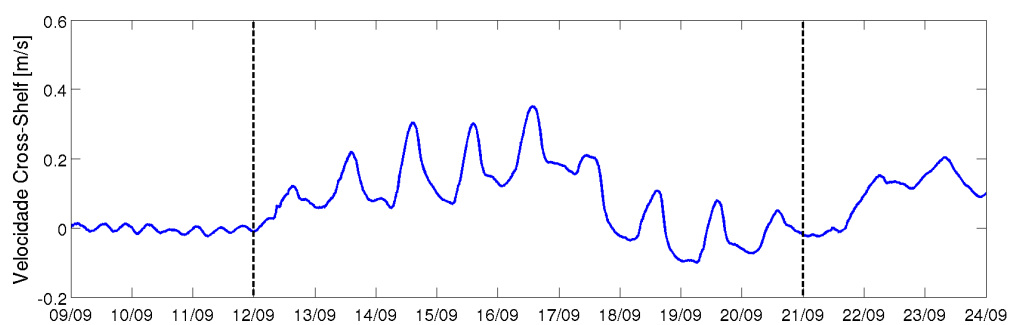
(a) Velocidade Along-Shelf ( $u'$ ) modelada.



(b) Velocidade Along-Shelf superficial ( $u'$ ) modelada.

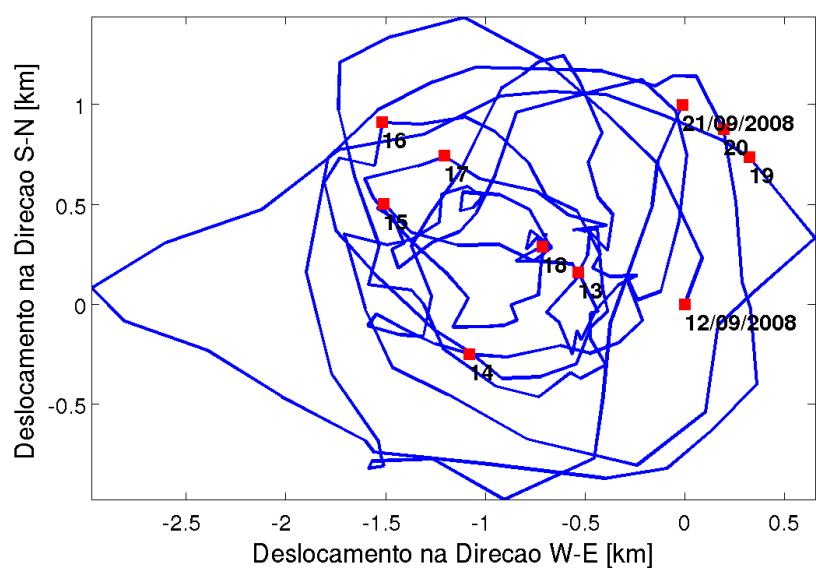


(c) Velocidade Cross-Shelf ( $v'$ ) modelada.

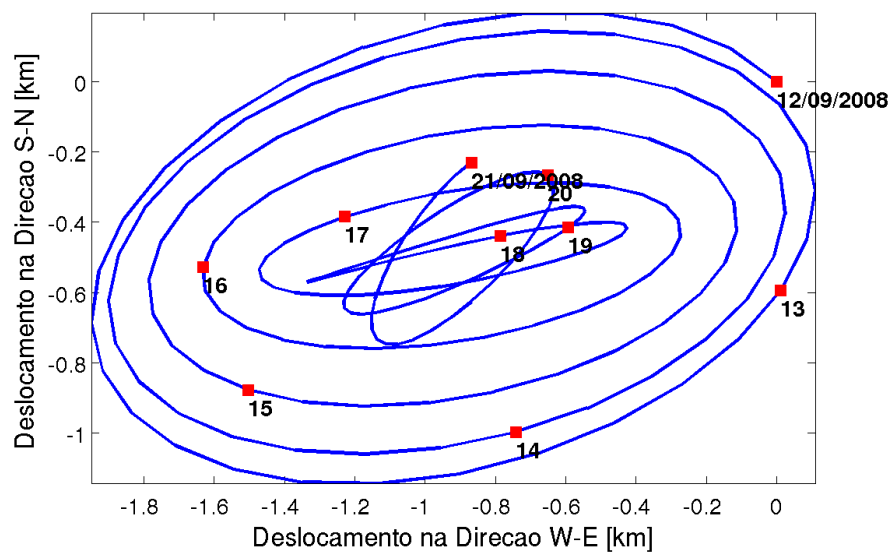


(d) Velocidade Cross-Shelf superficial ( $v'$ ) modelada.

**Figura 5.12:** Diferença entre campo de velocidade da simulação com Frente Fria e simulação sem Frente Fria.



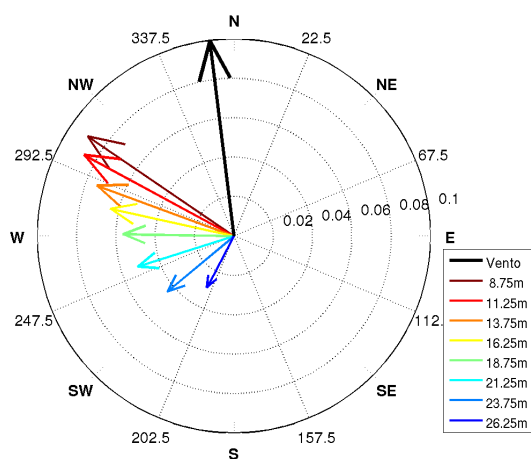
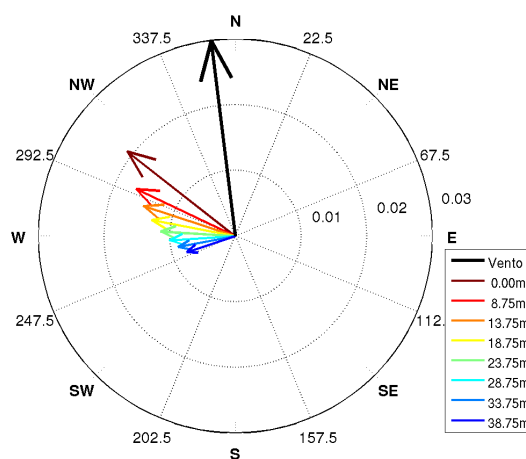
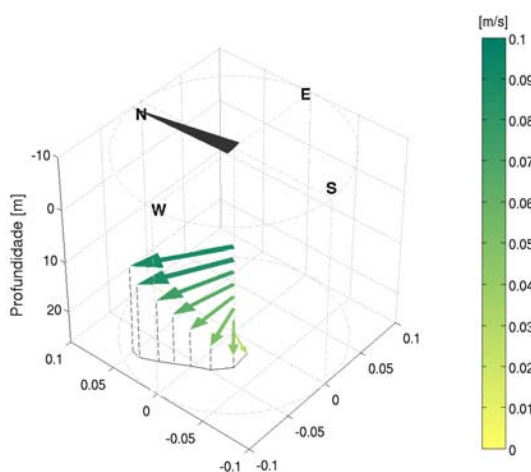
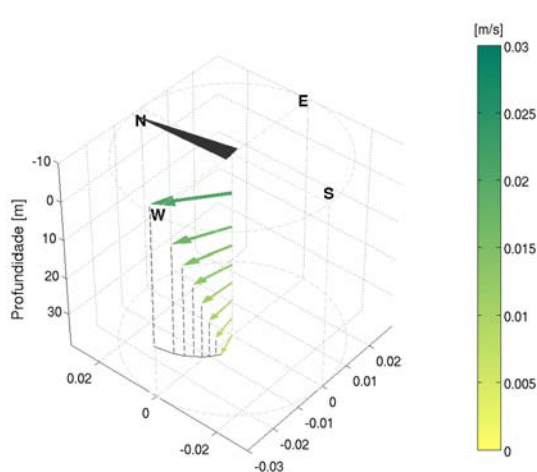
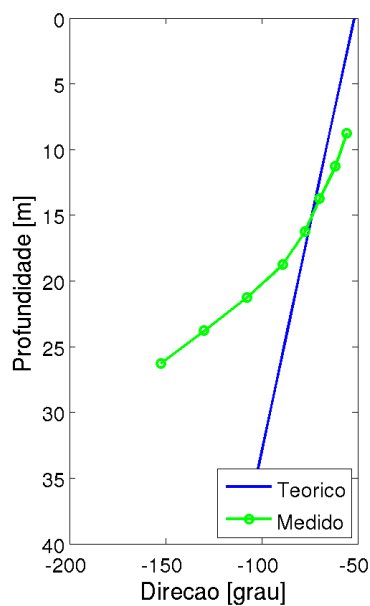
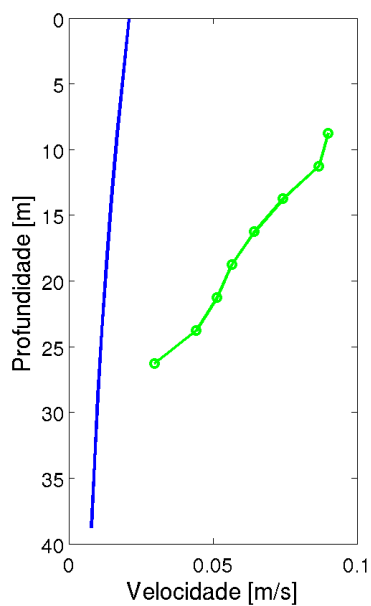
(a) Corrente filtrada com passa-baixa de 28 horas.

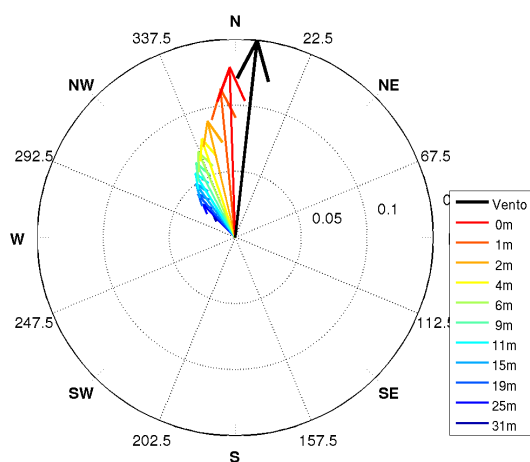
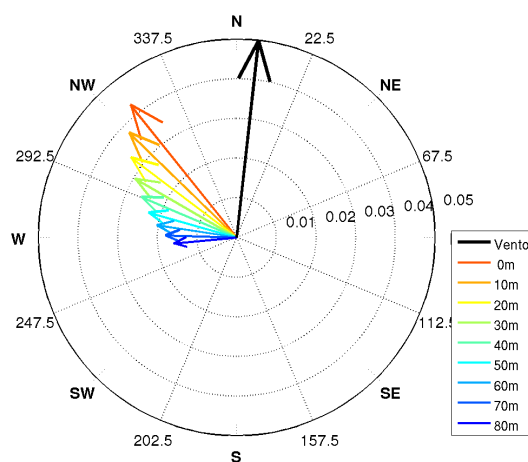
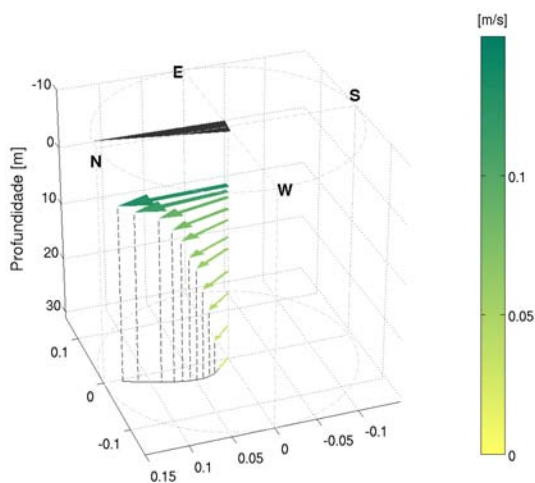
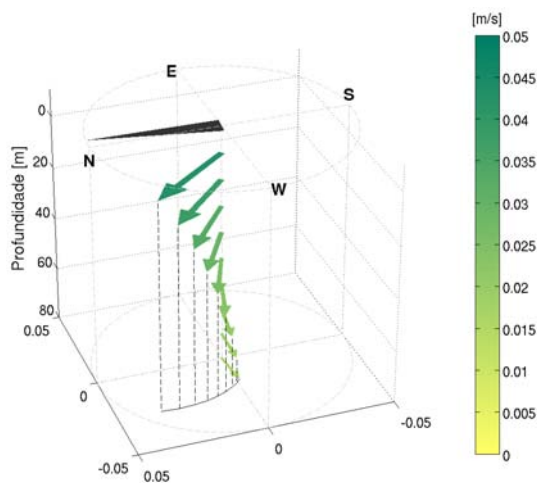
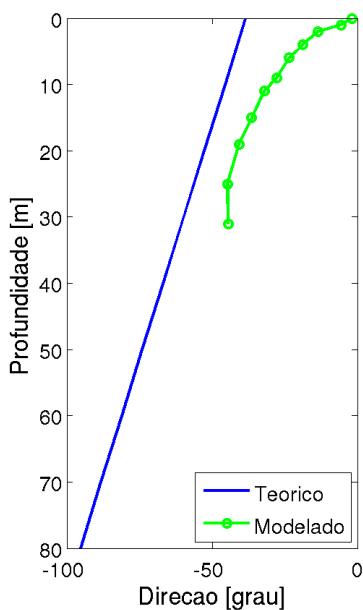
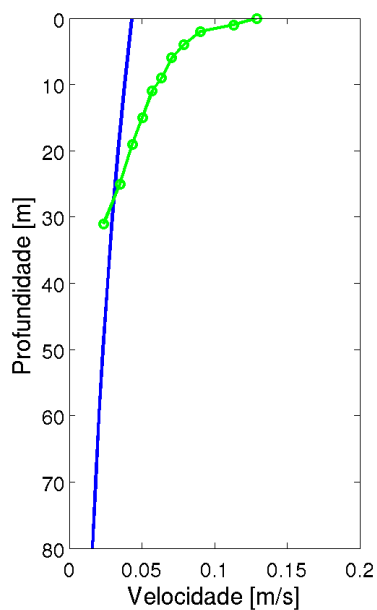


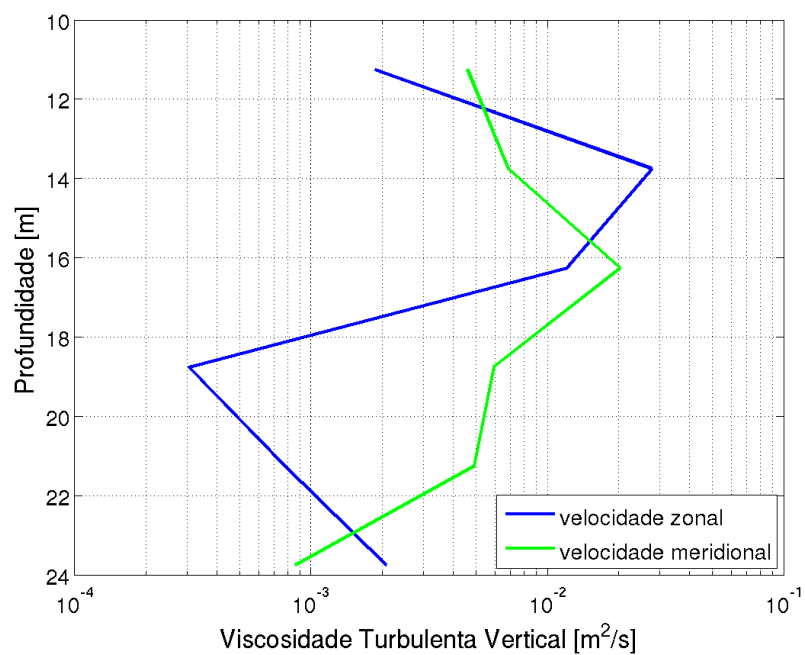
(b) Corrente filtrada com passa-banda entre 28 e 30 horas.

**Figura 5.13:** Diagrama Vetorial Progressivo da corrente medida na profundidade 8,75 m. Pontos em vermelho indicam data de medição.

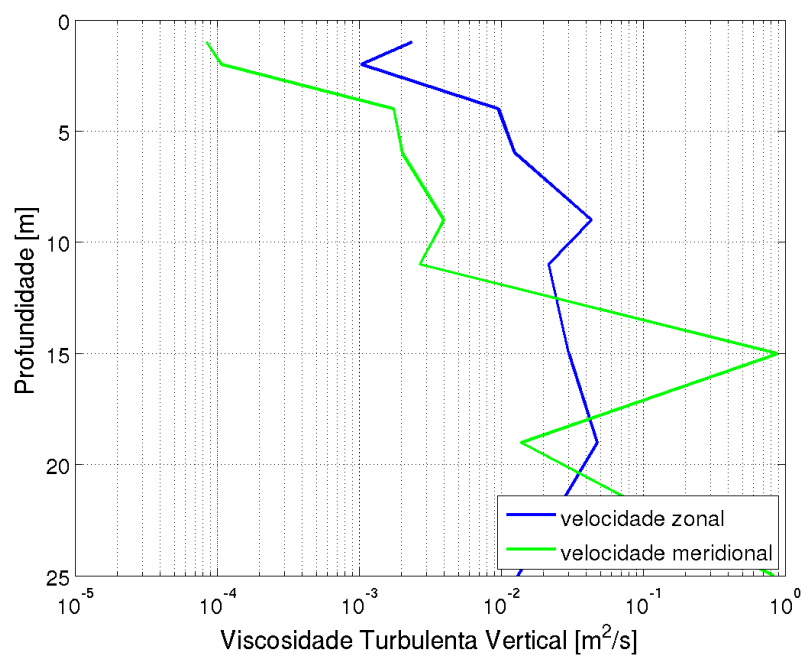


(a) *Espiral de Ekman Medida.*(b) *Espiral de Ekman Teórica.*(c) *Espiral de Ekman Medida.*(d) *Espiral de Ekman Teórica.*(e) *Perfis de velocidade e direção das espirais de Ekman medida (linha verde) e teórica (linha azul).***Figura 5.14:** *Espiral de Ekman observada no Caso 2 no dia 14/09/2008 as 06:00.*

(a) *Espiral de Ekman Modelada.*(b) *Espiral de Ekman Teórica.*(c) *Espiral de Ekman Modelada.*(d) *Espiral de Ekman Teórica.*(e) *Perfis de velocidade e direção das espirais de Ekman modelada (linha verde) e teórica (linha azul).***Figura 5.15:** *Espiral de Ekman observada no Caso 2 no dia 16/09/2008 as 00:00.*



(a) Calculado a partir de espiral medida.



(b) Calculado a partir de espiral modelada.

**Figura 5.16:** Coeficiente de viscosidade turbulenta vertical no Caso 2. Linha azul representa  $A_V$  calculado a partir de componente zonal da velocidade, e linha verde,  $A_V$  calculado a partir de componente meridional.

### 5.3 Caso 3 – Novembro de 2008

O Caso 3 ocorreu entre 14 e 23 de Novembro de 2008. Os resultados encontrados foram muito similares aos dos outros casos analisados. As séries modeladas e medidas de vento e corrente superficial são apresentadas na Figura 5.17. O vento interpolado a partir da Reanálise do NCEP (Figura 5.17(c)) teve boa concordância com o vento medido (Figura 5.17(e)). A direção média da corrente na sFF (Figura 5.9(b)) foi  $261^\circ$  com intensidade de  $0,48 \text{ m/s}$ . A passagem da Frente Fria introduziu uma componente meridional positiva que alterou a direção e intensidade médias da corrente superficial na cFF, cujos valores foram  $269^\circ$  e  $0,56 \text{ m/s}$  respectivamente. Observa-se que nos dados medidos de corrente (Figura 5.17(f)), houve uma mudança de direção de SW para NW aproximadamente no dia 19 de Novembro. Isso ocorreu devido a influência de um vórtice ciclônico e dois anti-ciclônicos próximos ao ponto de medição (Figura 5.18). Essas estruturas de mesoescala alteraram a direção do escoamento até pelo menos 53,75 metros de profundidade (Figura 5.19).

Novamente no perfil vertical de correntes que representa a diferença entre a cFF e sFF foi possível observar uma perturbação, que ficou restrita às primeiras dezenas de metros (Figura 5.20(a) e 5.20(c)). Essa estrutura foi associada a um efeito local do vento, enquanto estruturas com maior extensão vertical (centenas de metros) foram associadas a um efeito remoto. Nas imagens de corrente superficial observou-se ondas com período próximo ao período inercial do local nos dados medidos (Figura 5.21) e modelados (Figura 5.20(b) e 5.20(d)).

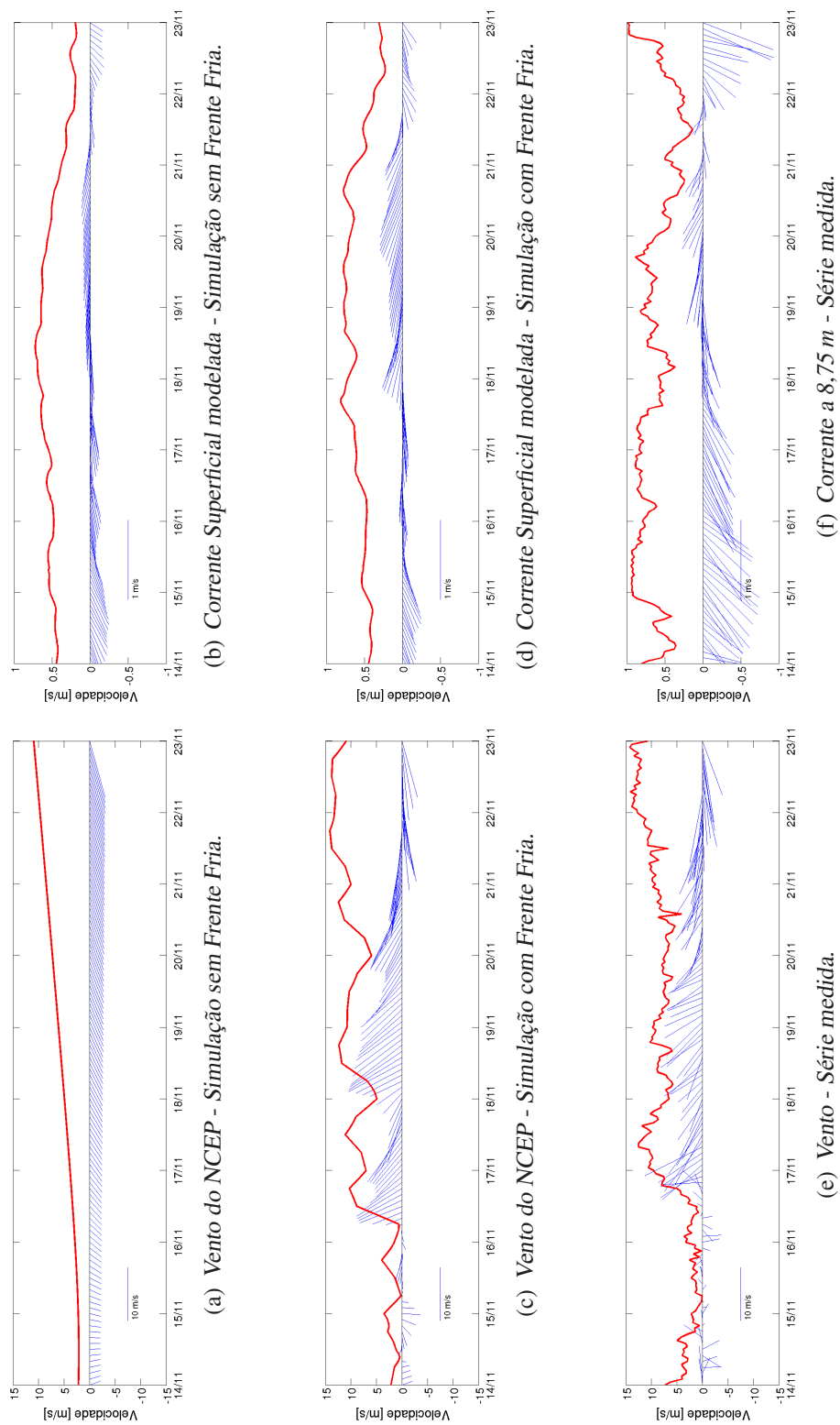
As Figuras 5.22(a) e 5.22(c) apresentam a espiral de Ekman identificada a partir de dados medidos no dia 20/11/2008 as 17:00. A maior correlação da corrente foi com o vento de  $4,0 \text{ m/s}$  medido três horas antes. O mesmo vento foi utilizado para calcular a espiral teórica representada nas Figuras 5.22(b) e 5.22(d). A comparação dos perfis verticais (Figura 5.22(e)) demonstra que novamente a espiral medida é mais rasa ( $\approx 20 \text{ m}$  de profundidade) e tem maior intensidade (velocidade máxima de  $13 \text{ cm/s}$ ) do que a espiral teórica ( $\approx 35 \text{ m}$  de profundidade e velocidade máxima de  $2 \text{ cm/s}$ ). O giro da

espiral medida também é mais acentuado ( $60^\circ$  em 20 metros de profundidade) do que o da teórica.

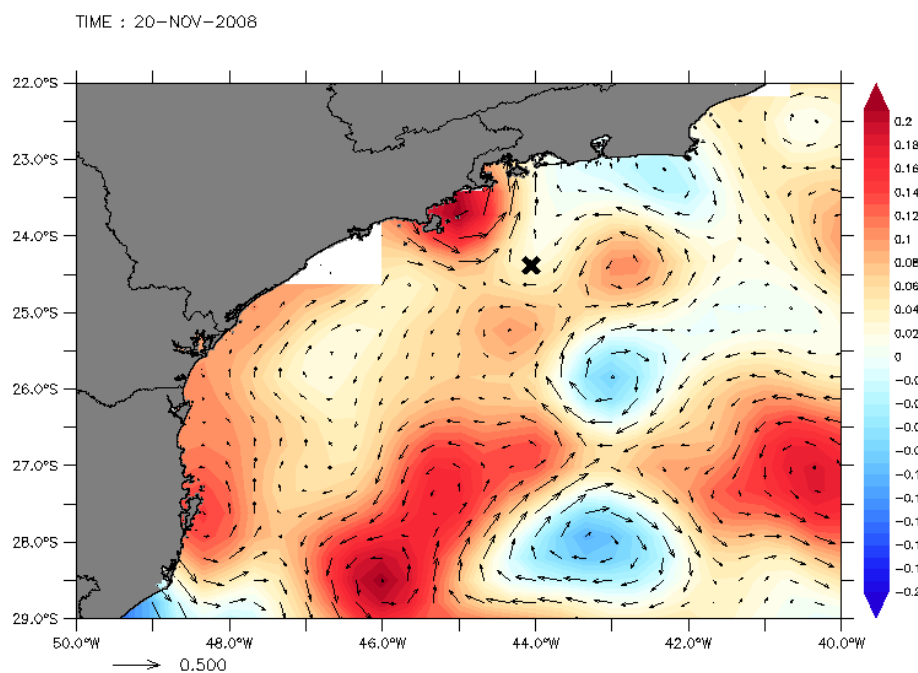
Nos resultados da simulação numérica uma espiral foi identificada no dia 18/11/2008 as 23:00, conforme Figuras 5.23(a) e 5.23(c). A maior correlação da corrente foi com o vento de  $12,1 \text{ m/s}$  medido 4 horas antes, defasagem temporal similar a encontrada na espiral medida. A espiral teórica calculada com esse vento está representada nas Figuras 5.23(b) e 5.23(d). Novamente, grandes diferenças foram detectadas entre a espiral modelada e teórica (Figura 5.23(e)): a profundidade da espiral teórica foi de 100 metros, quatro vezes o valor da modelada; a velocidade máxima da modelada foi  $15 \text{ cm/s}$  contra  $6 \text{ cm/s}$  na teórica; o giro da espiral modelada foi de  $120^\circ$  e o da teórica,  $55^\circ$ ; o ângulo entre o vento e a corrente superficial foi de apenas  $3^\circ$  na espiral modelada.

Apesar de não representarem o mesmo instante na passagem do Sistema Frontal, houve boa concordância entre a espirais medida e modelada. Valores de espessura da camada e velocidade máxima foram muito próximos. O ângulo entre o vento e a corrente a 8,75 metros de profundidade foi  $52^\circ$  na espiral medida e  $39^\circ$  na modelada.

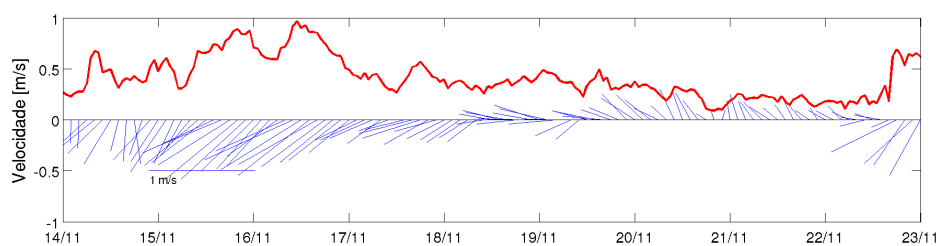
Nenhum padrão significativo foi observado nos perfis de viscosidade turbulenta (Figura 5.24). Novamente, o único ponto em comum com os resultados obtidos nos outros casos analisados de passagem de Frente Fria, foi a similaridade entre a forma dos perfis calculados a partir da velocidade zonal e meridional da espiral modelada. Sendo que os perfis calculados a partir da espiral medida foram bem distintos entre si, evidenciado a isotropicidade da turbulência na mistura vertical.



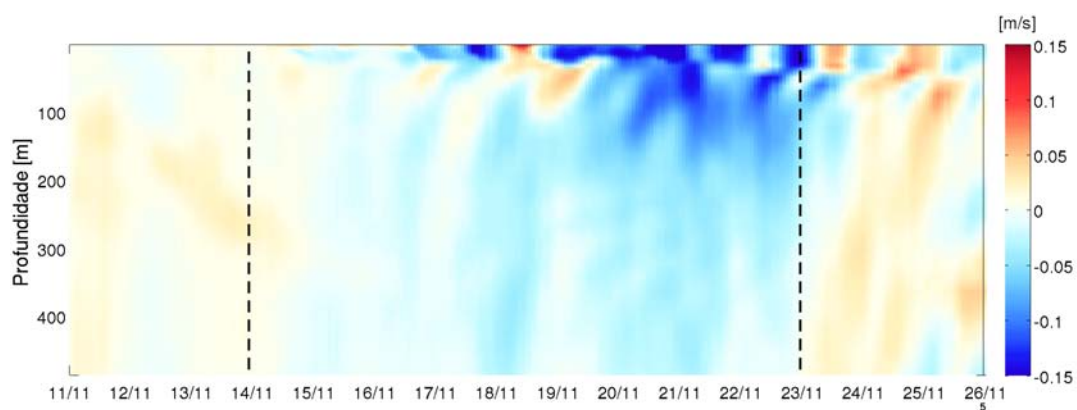
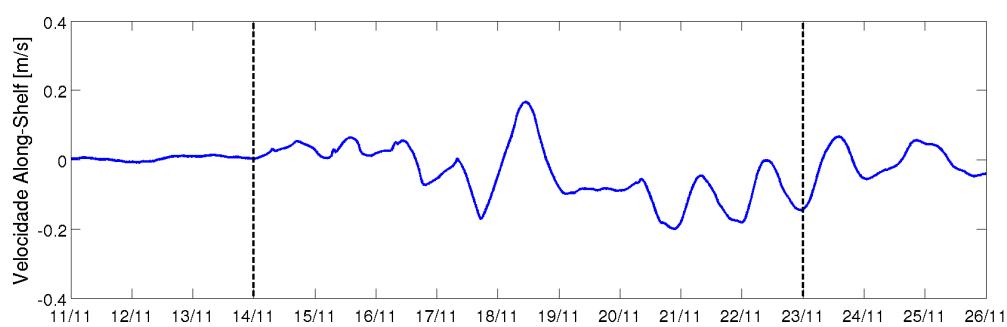
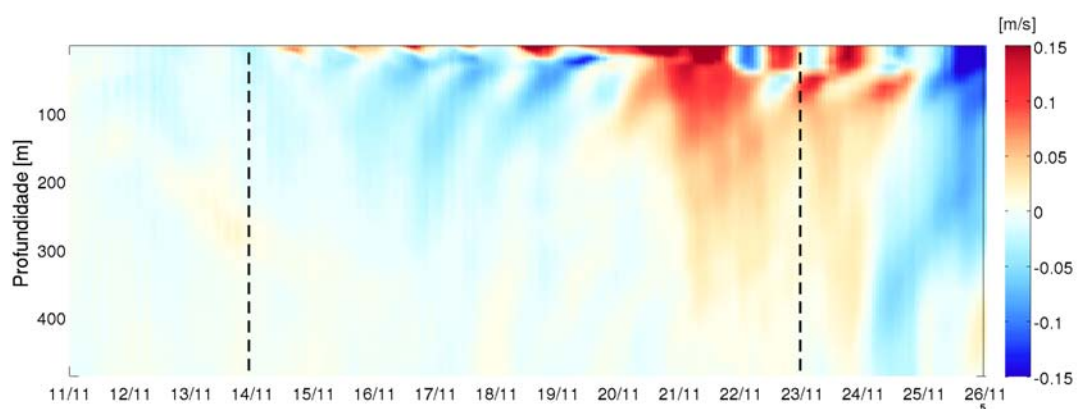
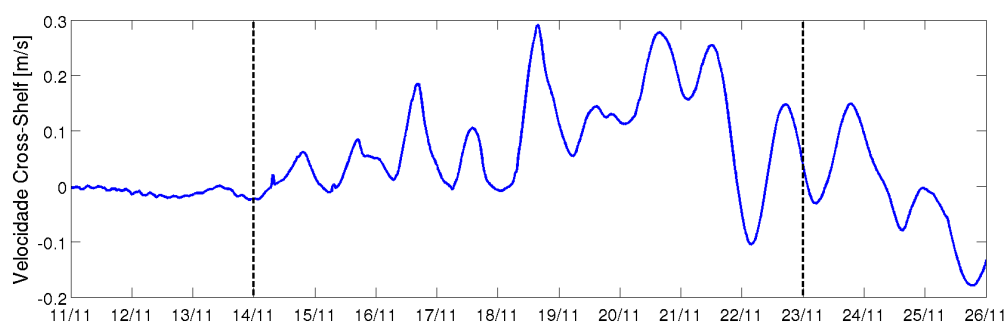
**Figura 5.17:** Vento e Corrente no ponto de instalação da bóia meteorológica.



**Figura 5.18:** Altimetria e velocidade geostrófica derivada no dia 20 de Novembro de 2008, posição da bóia meteorológica está destacada em preto. Dados obtidos da AVISO (CLS, 2004).

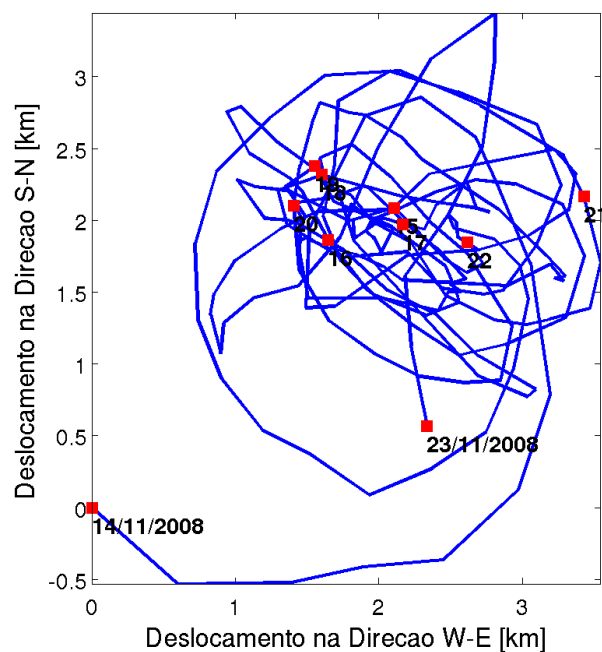


**Figura 5.19:** Corrente a 53,75 m - Série medida.

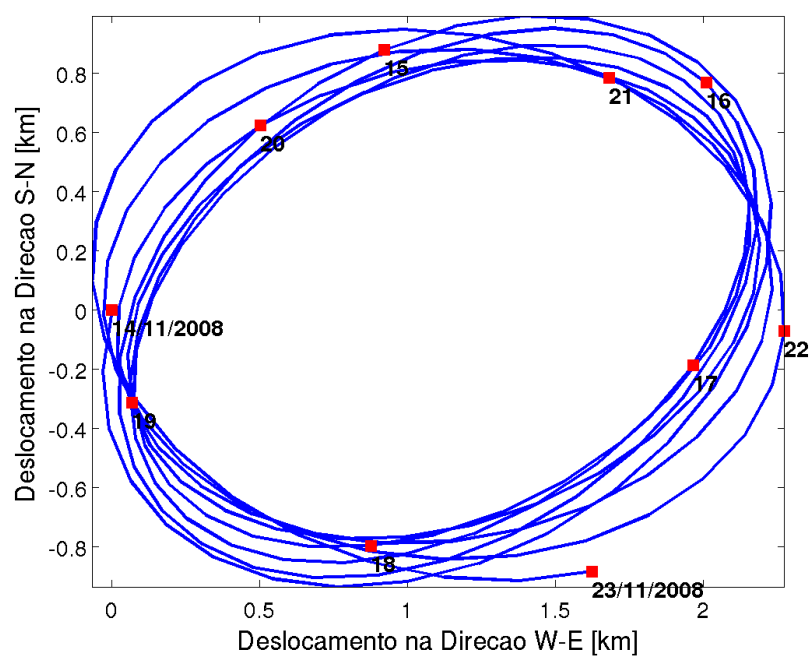
(a) *Velocidade Along-Shelf ( $u'$ ) modelada.*(b) *Velocidade Along-Shelf superficial ( $u'$ ) modelada.*(c) *Velocidade Cross-Shelf ( $v'$ ) modelada.*(d) *Velocidade Cross-Shelf superficial ( $v'$ ) modelada.*

**Figura 5.20:** Diferença entre campo de velocidade da simulação com Frente Fria e simulação sem Frente Fria.



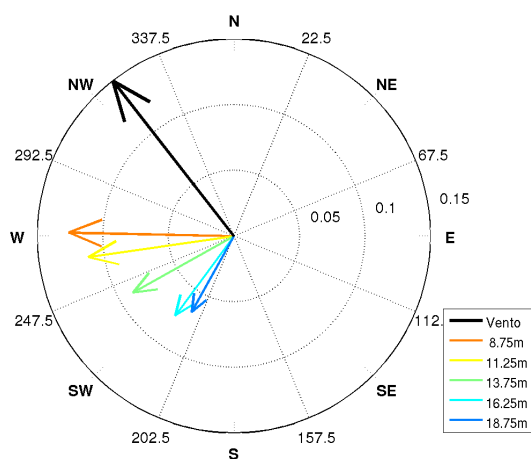
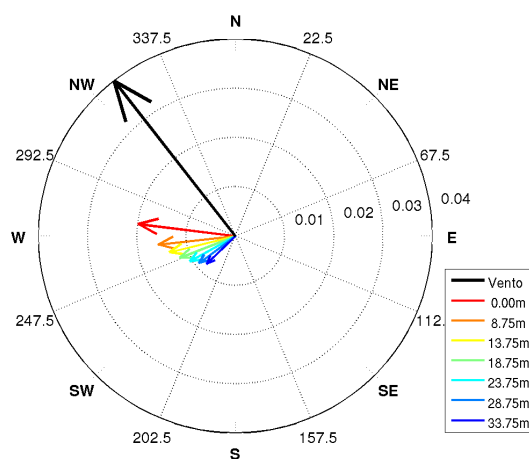
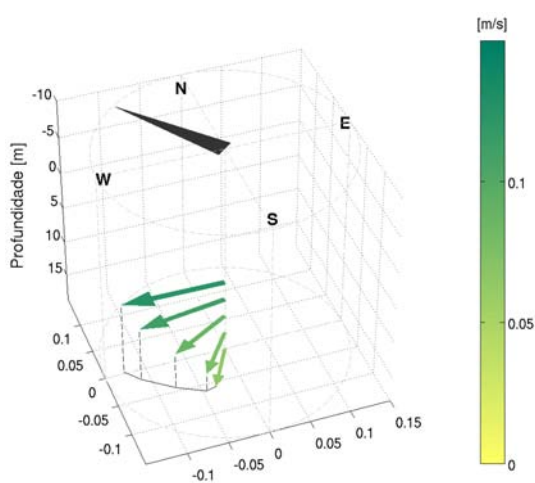
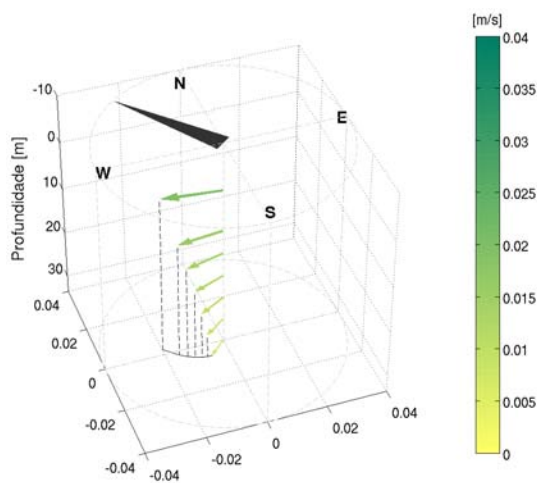
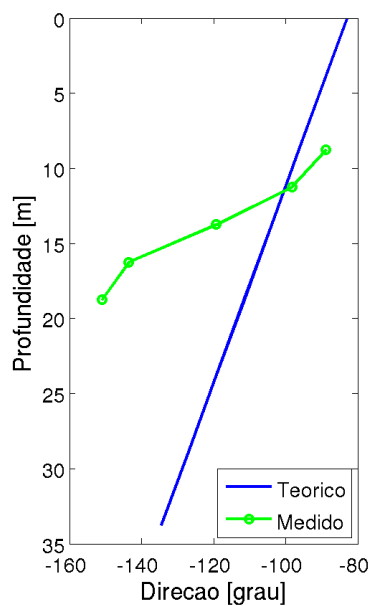
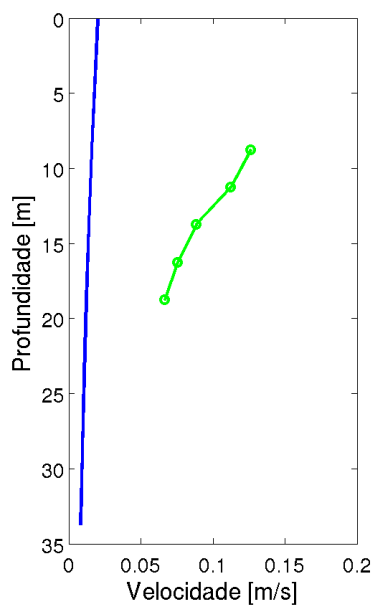


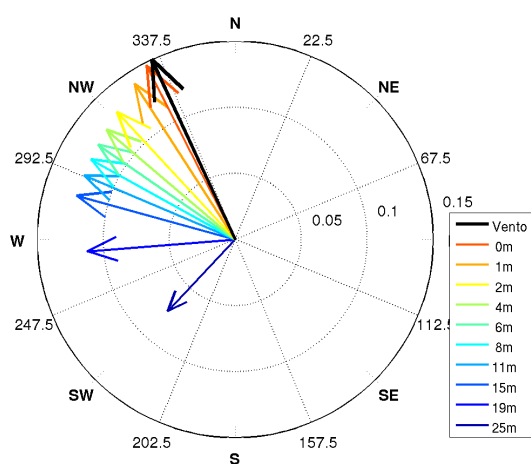
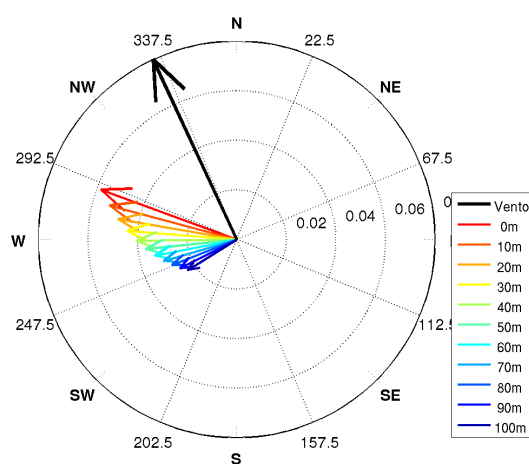
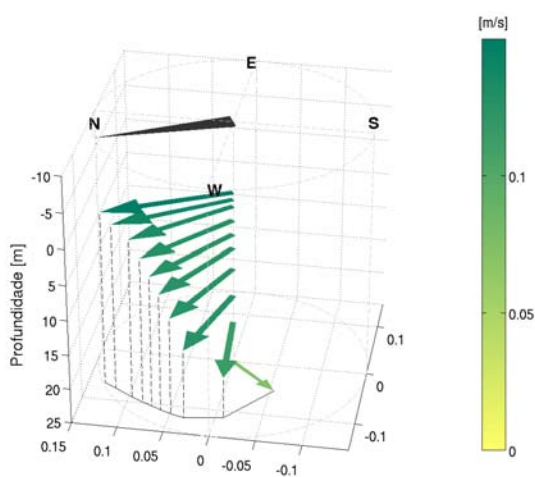
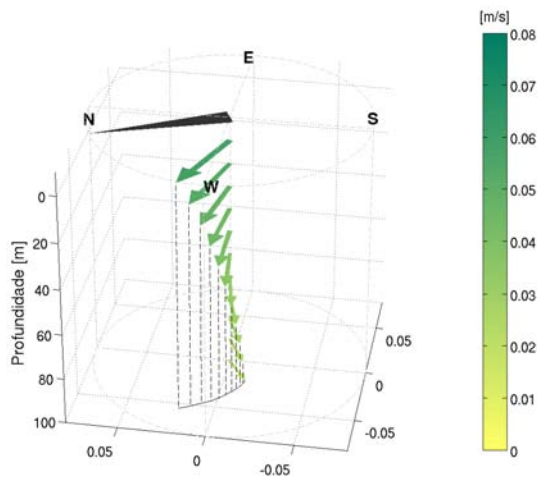
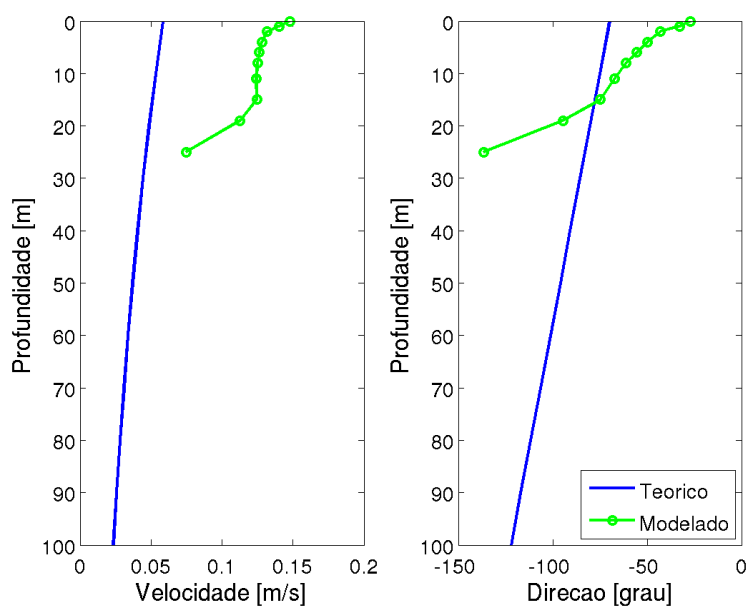
(a) Corrente filtrada com passa-baixa de 28 horas.

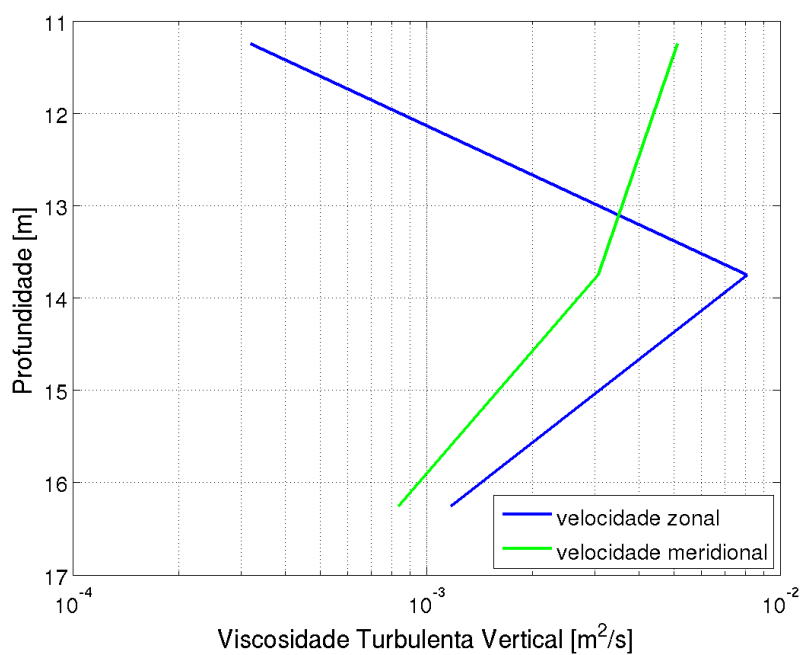


(b) Corrente filtrada com passa-banda entre 28 e 30 horas.

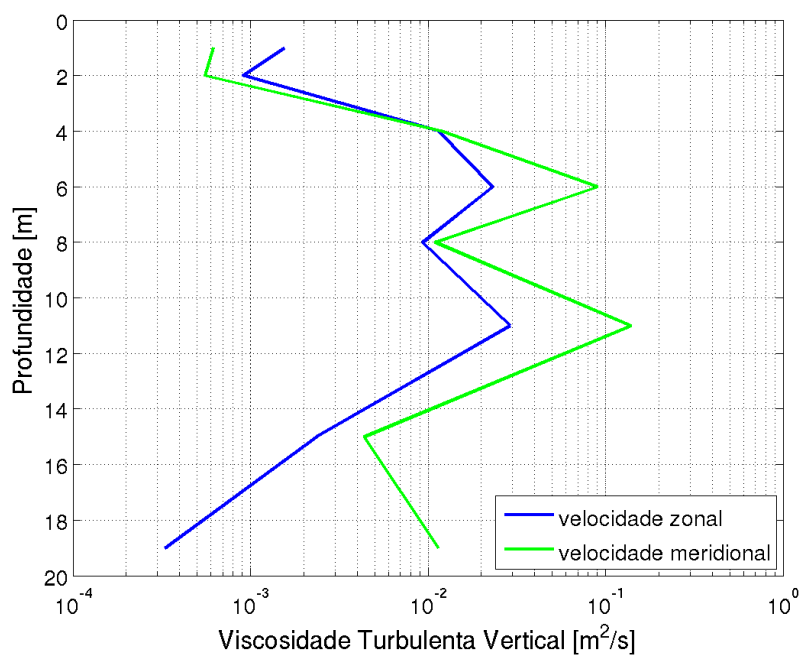
**Figura 5.21:** Diagrama Vetorial Progressivo da corrente medida na profundidade 8,75 m. Pontos em vermelho indicam data de medição.

(a) *Espiral de Ekman Medida.*(b) *Espiral de Ekman Teórica.*(c) *Espiral de Ekman Medida.*(d) *Espiral de Ekman Teórica.*(e) *Perfis de velocidade e direção das espirais de Ekman medida (linha verde) e teórica (linha azul).***Figura 5.22:** *Espiral de Ekman observada no Caso 3 no dia 20/11/2008 as 17:00.*

(a) *Espiral de Ekman Modelada.*(b) *Espiral de Ekman Teórica.*(c) *Espiral de Ekman Modelada.*(d) *Espiral de Ekman Teórica.*(e) *Perfis de velocidade e direção das espirais de Ekman modelada (linha verde) e teórica (linha azul).***Figura 5.23:** *Espiral de Ekman observada no Caso 3 no dia 18/11/2008 as 23:00.*



(a) Calculado a partir de espiral medida.



(b) Calculado a partir de espiral modelada.

**Figura 5.24:** Coeficiente de viscosidade turbulenta vertical no Caso 3. Linha azul representa  $A_V$  calculado a partir de componente zonal da velocidade, e linha verde,  $A_V$  calculado a partir de componente meridional.

## 5.4 Caso 4 – Janeiro de 2009

O Caso 4 ocorreu entre 20 e 26 de Janeiro de 2009. Os resultados encontrados foram muito similares aos dos outros casos analisados. As séries modeladas e medidas de vento e corrente superficial são apresentadas na Figura 5.25. O vento interpolado a partir da Reanálise do NCEP (Figura 5.25(c)) teve boa concordância com o vento medido (Figura 5.25(e)). A direção média da corrente na sFF (Figura 5.9(b)) foi  $230^\circ$  com intensidade de  $0,68 \text{ m/s}$ . A passagem da Frente Fria introduziu uma componente meridional positiva que alterou a direção e intensidade médias da corrente superficial na cFF, cujos valores foram  $241^\circ$  e  $0,71 \text{ m/s}$  respectivamente. O campo altimétrico (Figura 5.26) mostra que a única estrutura de mesoescala agiu “reforçando” o escoamento na mesma direção da Corrente do Brasil. A direção da corrente medida em  $53,75 \text{ m}$  (Figura 5.19) foi praticamente a mesma do nível mais superficial do ADCP.

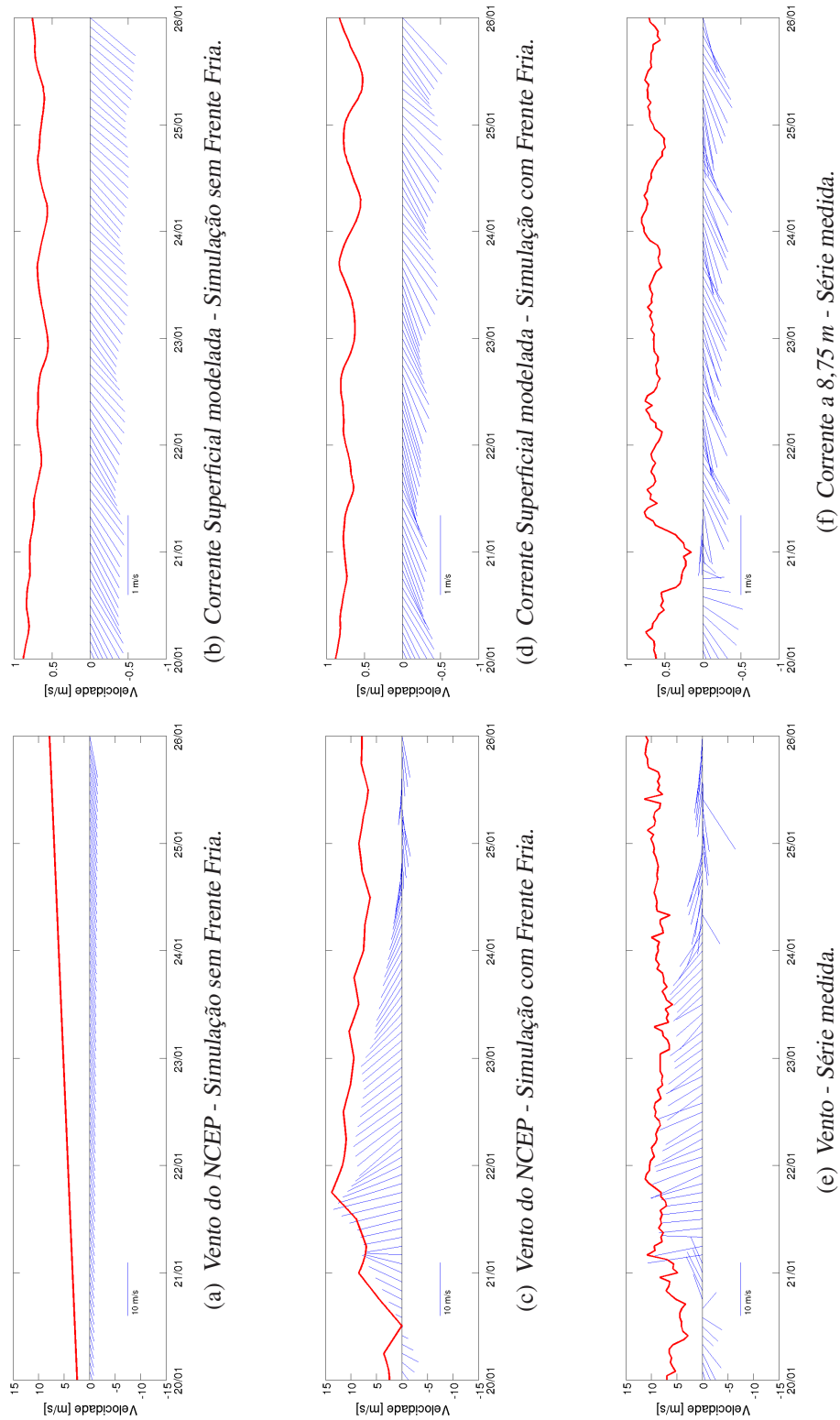
Novamente no perfil vertical de correntes que representa a diferença entre a cFF e sFF foi possível observar uma perturbação, que ficou restrita às primeiras dezenas de metros (Figura 5.28(a) e 5.28(c)). Essa estrutura foi associada a um efeito local do vento, enquanto estruturas com maior extensão vertical (centenas de metros) foram associadas a um efeito remoto. Nas imagens de corrente superficial observou-se ondas com período próximo ao período inercial do local nos dados medidos (Figura 5.29) e modelados (Figura 5.28(b) e 5.28(d)).

As Figuras 5.30(a) e 5.30(c) apresentam a espiral de Ekman identificada a partir de dados medidos no dia 21/01/2009 às 00:00. A maior correlação da corrente foi com o vento de  $6,1 \text{ m/s}$  medido cinco horas antes. O mesmo vento foi utilizado para calcular a espiral teórica representada nas Figuras 5.30(b) e 5.30(d). A comparação dos perfis verticais (Figura 5.22(e)) demonstra que novamente a espiral medida é mais rasa ( $\approx 30 \text{ m}$  de profundidade) e tem maior intensidade (velocidade máxima de  $15 \text{ cm/s}$ ) do que a espiral teórica ( $\approx 45 \text{ m}$  de profundidade e velocidade máxima de  $3 \text{ cm/s}$ ). O giro da espiral medida também é mais acentuado ( $200^\circ$  em  $30 \text{ metros}$  de profundidade) do que o da teórica.

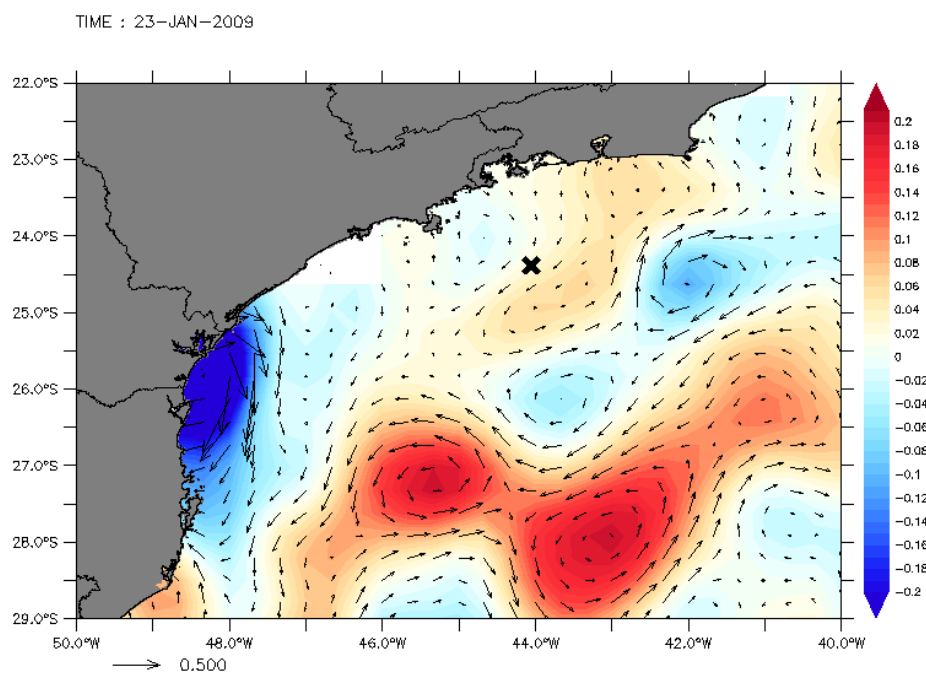
Nos resultados da simulação numérica uma espiral foi identificada no dia 22/01/2009 as 16:00, conforme Figuras 5.31(a) e 5.31(c). A maior correlação da corrente foi com o vento de  $11,5 \text{ m/s}$  medido 4 horas antes, defasagem temporal similar a encontrada na espiral medida. A espiral teórica calculada com esse vento está representada nas Figuras 5.31(b) e 5.31(d). Novamente, grandes diferenças foram detectadas entre a espiral modelada e teórica (Figura 5.31(e)): a profundidade da espiral teórica foi de 100 metros, quase sete vezes o valor da modelada; a velocidade máxima da modelada foi  $30 \text{ cm/s}$  contra  $3 \text{ cm/s}$  na teórica; o giro da espiral modelada foi de  $70^\circ$  e o da teórica,  $60^\circ$ ; o ângulo entre o vento e a corrente superficial foi de apenas  $9^\circ$  na espiral modelada.

Grandes diferenças foram encontradas entre as espirais medida e modelada. A profundidade limite da modelada foi o dobro da medida, e a velocidade máxima, metade. O ângulo entre o vento e a corrente a 8,75 metros de profundidade foi  $7^\circ$  na espiral medida e  $73^\circ$  na modelada.

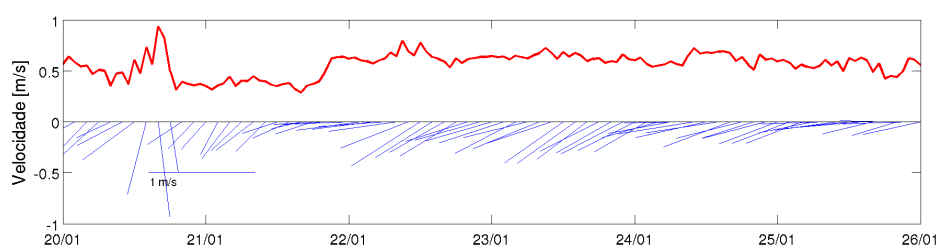
Nenhum padrão significativo foi observado nos perfis de viscosidade turbulenta (Figura 5.32). Novamente, o único ponto em comum com os resultados obtidos nos outros casos analisados de passagem de Frente Fria, foi a similaridade entre a forma dos perfis calculados a partir da velocidade zonal e meridional da espiral modelada. Sendo que os perfis calculados a partir da espiral medida foram bem distintos entre si, evidenciado a isotropicidade da turbulência na mistura vertical.



**Figura 5.25:** Vento e Corrente no ponto de instalação da bóia meteorológica.

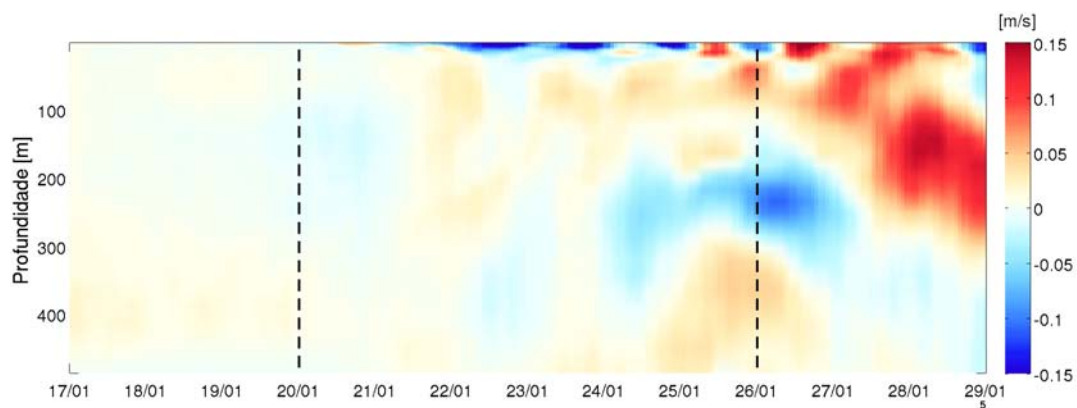
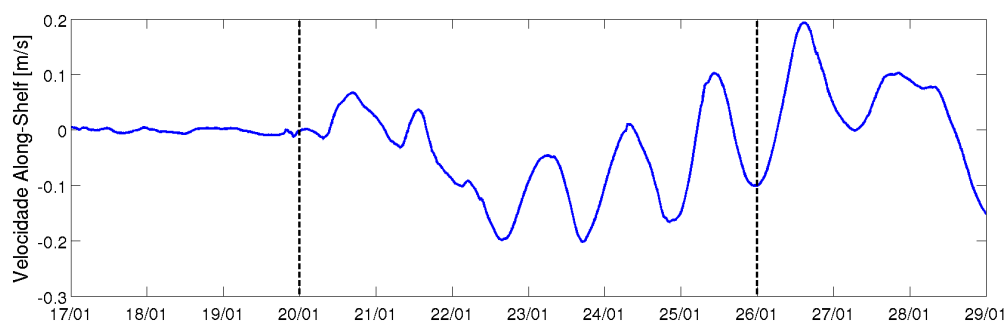
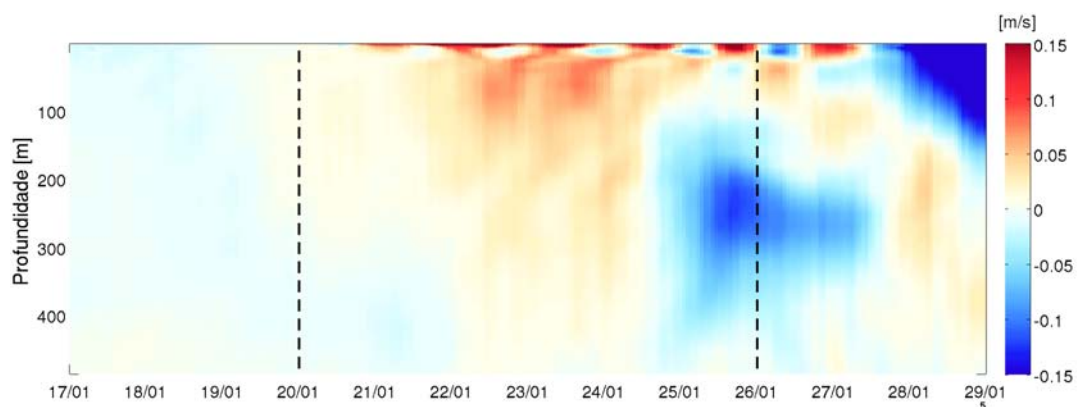
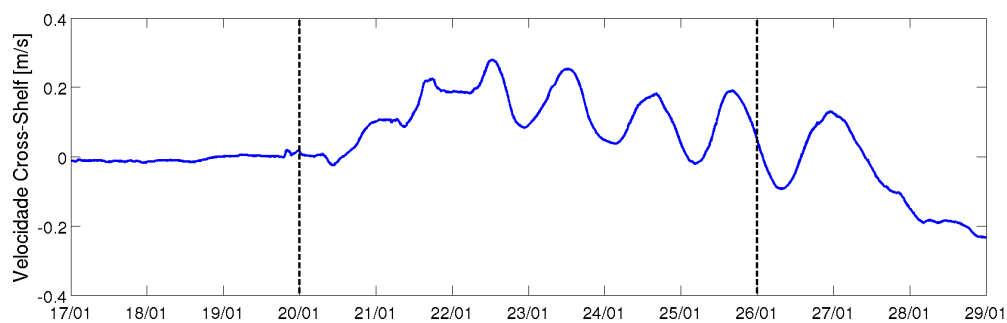


**Figura 5.26:** Altimetria e velocidade geostrófica derivada no dia 23 de Janeiro de 2009, posição da bóia meteorológica está destacada em preto. Dados obtidos da AVISO (CLS, 2004).

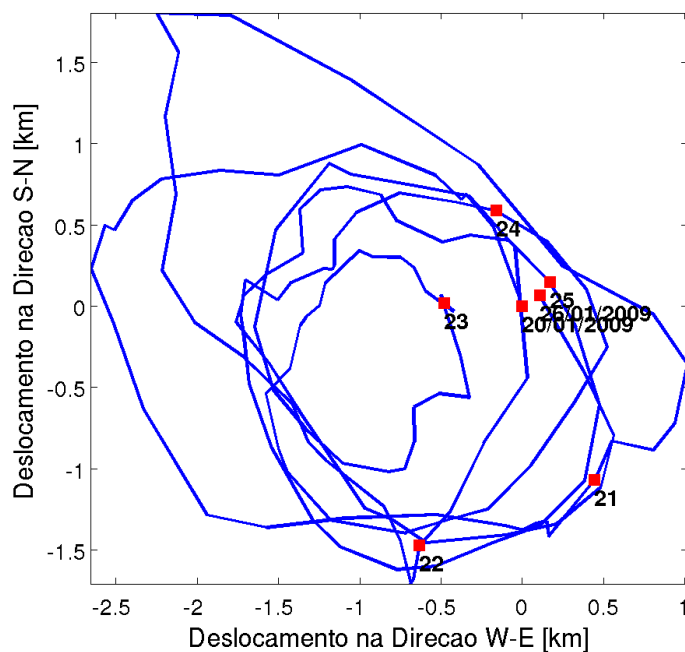


**Figura 5.27:** Corrente a 53,75 m - Série medida.

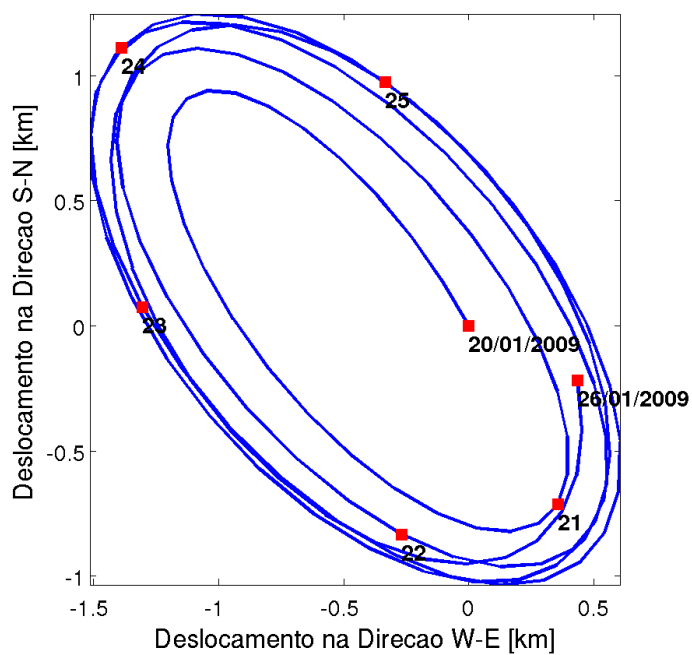


(a) Velocidade Along-Shelf ( $u'$ ) modelada.(b) Velocidade Along-Shelf superficial ( $u'$ ) modelada.(c) Velocidade Cross-Shelf ( $v'$ ) modelada.(d) Velocidade Cross-Shelf superficial ( $v'$ ) modelada.

**Figura 5.28:** Diferença entre campo de velocidade da simulação com Frente Fria e simulação sem Frente Fria.

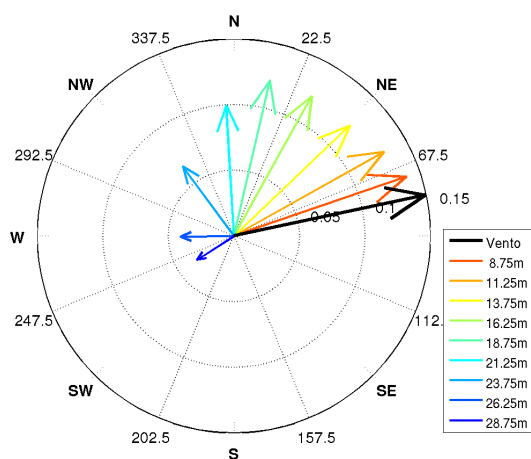
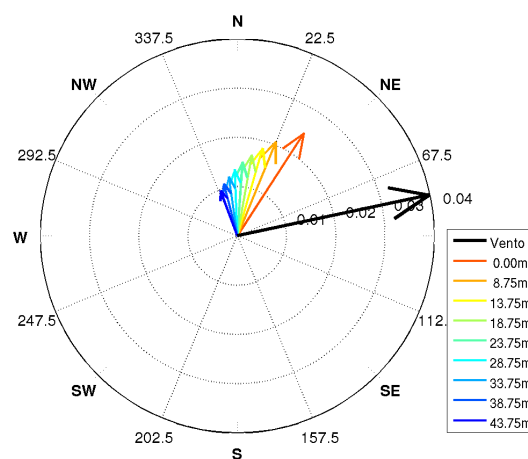
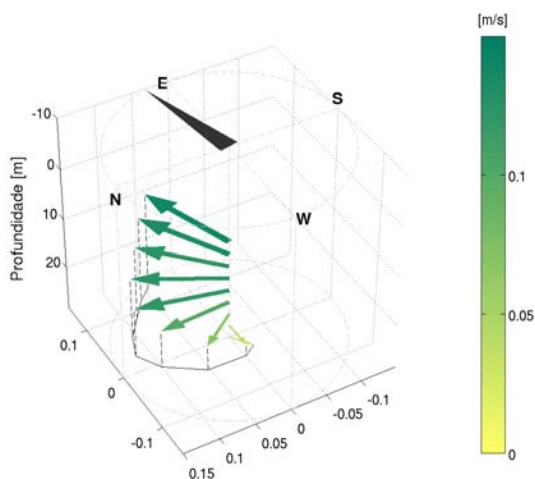
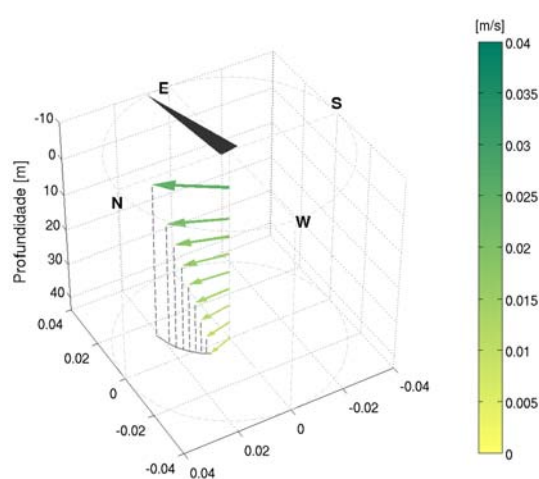
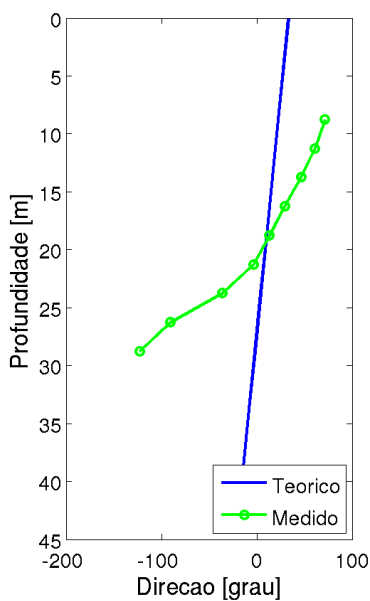
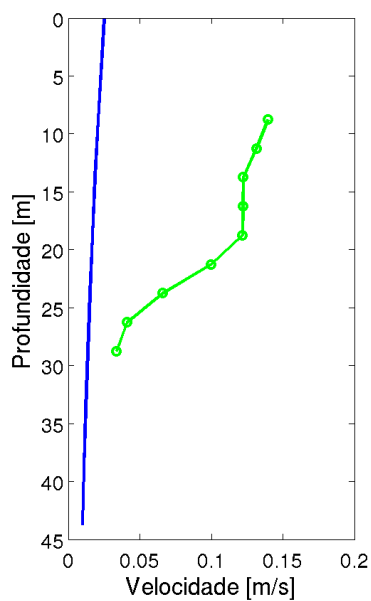


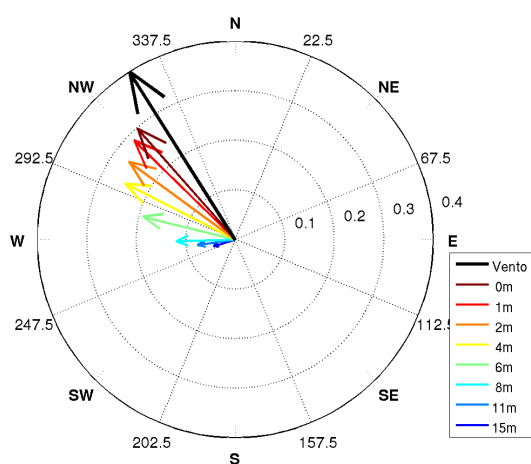
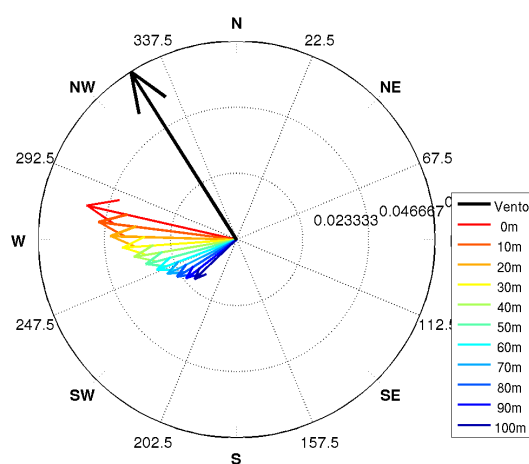
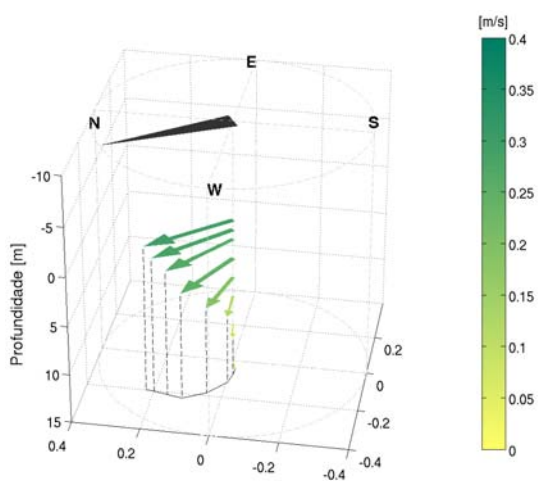
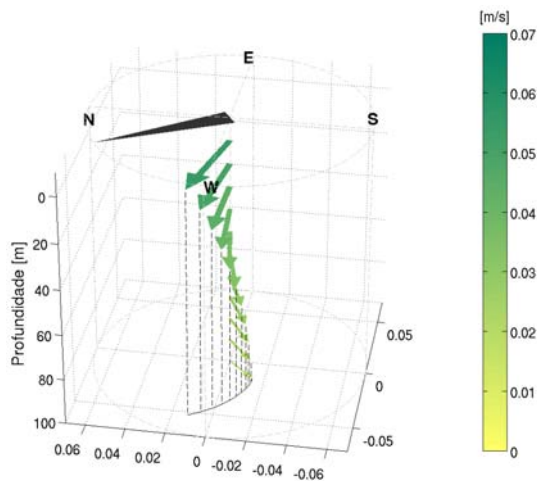
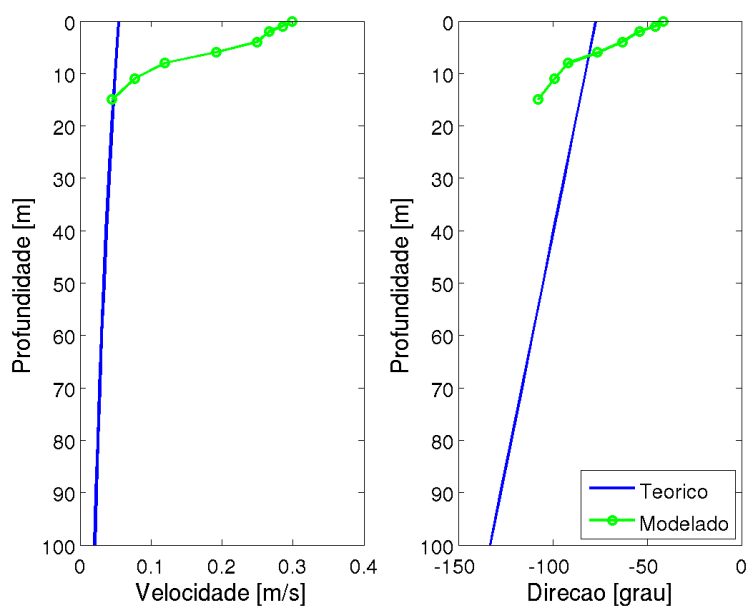
(a) Corrente filtrada com passa-baixa de 28 horas.

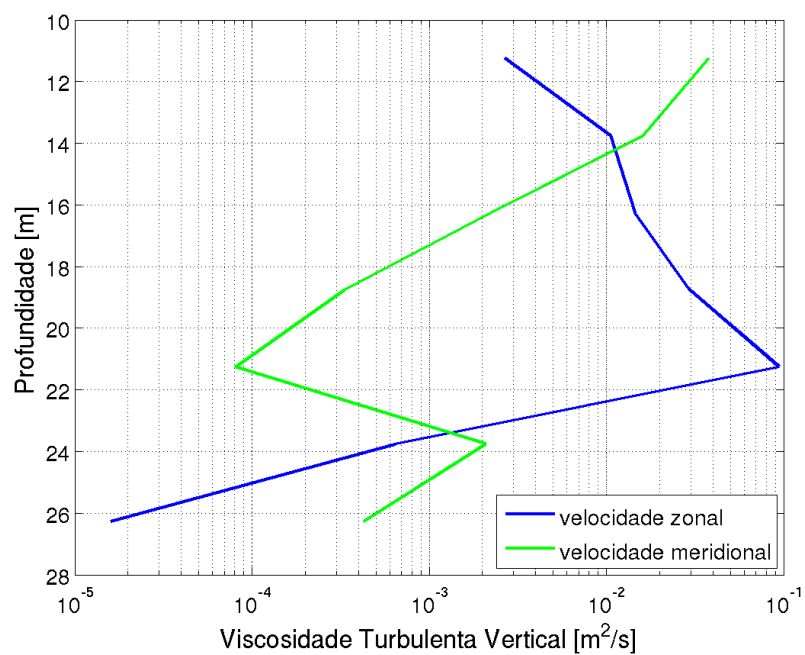


(b) Corrente filtrada com passa-banda entre 28 e 30 horas.

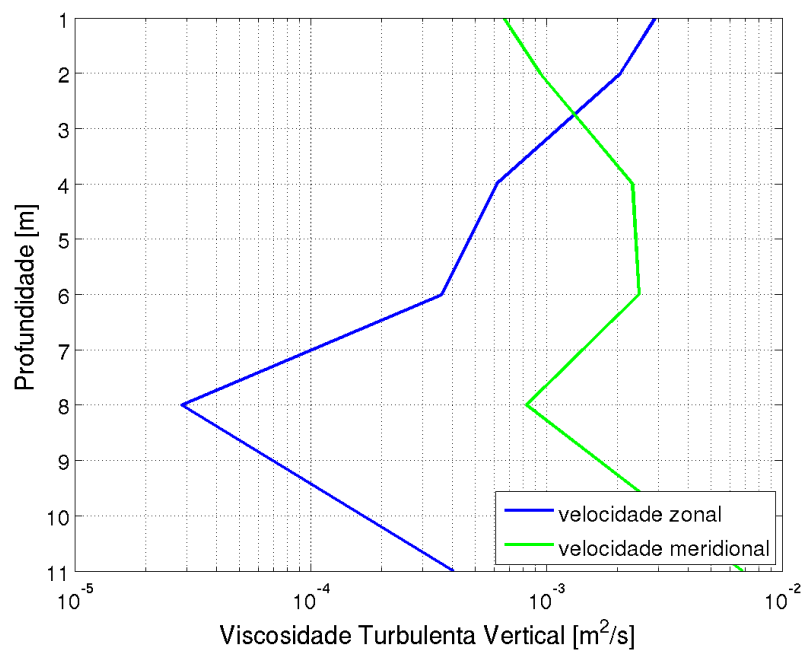
**Figura 5.29:** Diagrama Vetorial Progressivo da corrente medida na profundidade 8,75 m. Pontos em vermelho indicam data de medição.

(a) *Espiral de Ekman Medida.*(b) *Espiral de Ekman Teórica.*(c) *Espiral de Ekman Medida.*(d) *Espiral de Ekman Teórica.*(e) *Perfis de velocidade e direção das espirais de Ekman medida (linha verde) e teórica (linha azul).***Figura 5.30:** *Espiral de Ekman observada no Caso 4 no dia 21/01/2009 as 00:00.*

(a) *Espiral de Ekman Modelada.*(b) *Espiral de Ekman Teórica.*(c) *Espiral de Ekman Modelada.*(d) *Espiral de Ekman Teórica.*(e) *Perfis de velocidade e direção das espirais de Ekman modelada (linha verde) e teórica (linha azul).***Figura 5.31:** *Espiral de Ekman observada no Caso 4 no dia 22/01/2009 as 16:00.*



(a) Calculado a partir de espiral medida.



(b) Calculado a partir de espiral modelada.

**Figura 5.32:** Coeficiente de viscosidade turbulenta vertical no Caso 4. Linha azul representa  $A_V$  calculado a partir de componente zonal da velocidade, e linha verde,  $A_V$  calculado a partir de componente meridional.

## 6 *Conclusões e Recomendações*

Em vista do apresentado nos capítulos anteriores, as seguintes afirmações podem ser feitas:

- A passagem de Sistemas Frontais é um fenômeno recorrente na Bacia de Santos. As Frentes Frias e Ciclones Extratropicais associados alteram significativamente todo o regime local de ventos na BS. Os ventos dominantes de Nordeste e Leste associados ao Anti-ciclone do Atlântico Sul são substituídos por ventos de maior intensidade vindos do quadrante Sul;
- O escoamento no Talude Continental da BS é dominado (até aproximadamente 500 metros de profundidade) pela Corrente do Brasil, que é a corrente de contorno Oeste que fecha o Giro Subtropical do Atlântico Sul;
- A maioria dos trabalhos anteriores sobre a influência de ventos locais na BS foi focada na região da plataforma continental (CASTRO, 1985, 1994; CASTRO; LEE, 1995; CASTRO, 1996; ROSSI-WONGTSCHOWSKI; MADUREIRA, 2006; DOTTORI; CASTRO, 2009). A circulação na Plataforma é basicamente barotrópica, sendo influenciada principalmente por correntes de maré e geradas pelo vento. A dinâmica é muito diferente da região do Talude, onde a maior influência é devida à corrente geostrófica;
- Com a popularização do uso do Perfilador Acústico de Correntes (ADCP), alguns autores (CHERESKIN; ROEMMICH, 1991; CHERESKIN, 1995; SCHUDLICH; PRICE, 1998; PRICE; SUNDERMEYER, 1999; YOSHIKAWA et al., 2007; LENN;

CHERESKIN, 2009) conseguiram observar estruturas similares à Espiral de Ekman. Essa espiral faz parte da dedução teórica apresentada em 1905 pelo oceanógrafo sueco Vagn Walfrid Ekman, e até poucos anos atrás nunca havia sido detectada em situações reais no oceano. Pickard e Emery (1990) afirmam:

”Although a pure Ekman spiral circulation has never been observed in the open ocean, there are sufficient current observations to indicate that the theory is basically correct and it is essentially accepted as such.“

A espiral surge devido ao equilíbrio entre as forças de fricção e de Coriolis;

- Nos trabalhos analisados, as espirais observadas, em geral, eram mais rasas do que a teoria sugere. Segundo Price, Weller e Pinkel (1986), esse “achatamento” ocorre devido à estratificação, pois as isopícnais funcionam como barreiras que dificultam a transferência de quantidade de movimento. A espessura da espiral pode variar com a insolação em escala diária e sazonal. No inverno, quando a profundidade da camada de mistura é máxima, a espiral também atinge sua maior extensão vertical. O tempo de “persistência” da direção do vento para que a espiral seja formada variou entre meio e um período inercial em estudos pretéritos. A partir do cisalhamento vertical das correntes horizontais, calcula-se o coeficiente de viscosidade turbulento  $A_V$ . A viscosidade turbulenta é usada de forma análoga à viscosidade molecular e funciona basicamente como uma parametrização da turbulência. Valores típicos de  $A_V$  no oceano variam entre  $O(10^{-3})m^2/s$  e  $O(10^{-1})m^2/s$ ;
- Diversas metodologias estão disponíveis na literatura para separação da corrente de deriva gerada pelo vento da corrente total medida: simples subtração do valor medido em uma profundidade, onde considera-se que o vento não exerce mais nenhuma influência; cálculo da corrente geostrófica utilizando o Método Dinâmico e perfis de temperatura e salinidade; uso de Análise de Componentes Principais e outras;
- Nas Espirais de Ekman observadas no oceano, o ângulo entre o vento e a corrente

superficial usualmente é menor do que os  $45^\circ$  teóricos, ficando em geral entre  $5^\circ$  e  $20^\circ$  (CUSHMAN-ROISIN, 1994);

- Nesse estudo, os dados meteoceanográficos utilizados foram medidos durante 8 meses em uma bóia fundeada no talude continental superior da Bacia de Santos, em uma lâmina de, aproximadamente, 580 metros, onde o período inercial é de 29 horas. A bóia contava com sensores meteorológicos (temperatura do ar, pressão e vento) e um perfilador de corrente capaz de realizar medições a cada 2,5 m entre as profundidade de 6,25 e 53,75 metros. A bóia estava diretamente inserida no fluxo da Corrente do Brasil;
- Análises espectrais realizadas nas séries medidas de pressão atmosférica, temperatura do ar e vento indicaram picos associados à maré atmosférica, gerada primordialmente pelo aquecimento solar. Além disso, faixas de alta energia foram observadas entre períodos de 7 a 15 dias, similares à passagem de Sistemas Frontais na região, evidenciando a grande influência representada por esses fenômenos. A partir das séries de dados atmosféricos, quatro casos de passagem de Frente Fria foram selecionados para posterior análise: Junho, Setembro e Novembro de 2008 e Janeiro de 2009. Os casos foram identificados pelo giro no vento de NE para o quadrante S, queda de pressão e temperatura e cartas sinóticas do CPTEC. Observou-se certa sazonalidade nos dados de vento, com predominância de E na primavera e verão. No inverno ocorreu um aumento dos ventos de Sul e igual distribuição de ventos de E e NE;
- Nenhuma sazonalidade significativa foi observada nos dados de corrente medidos pelo ADCP. Medições da 1ª camada (6,25 m) não foram utilizadas devido à provável falha na aquisição: a média de velocidade dessa camada é significativamente inferior as outras. As direções predominantes do escoamento da Corrente do Brasil no ponto de medição da bóia são W e SW, com uma intensidade média de 0,6 m/s. Como o objetivo do trabalho é avaliar a influência do vento na corrente, utilizou-se uma série de filtros para que apenas a corrente de deriva, devido ao forçante atmosférico, permanecesse;



- A primeira filtragem realizada na corrente foi a remoção da maré. Como não existe Tábua de Maré ou medição do nível do mar no ponto de interesse, os harmônicos principais foram extraídos a partir de uma análise espectral nas séries de velocidade. Para esse fim, foi usado o programa PacMaré, desenvolvido por Franco (2009). Impondo um limite de confiança de 95%, 17 harmônicos foram identificados. A partir desses, uma série de velocidade foi calculada e subtraída da série medida. Durante a sizígia, as correntes de maré atingiram até 10 *cm/s*, aproximadamente 20% da velocidade total medida. A maré é de grande importância na região, o que justifica sua remoção;
- Na análise espectral da série de corrente onde a maré já havia sido removida, não foi possível observar picos diretamente associados à passagem de Frentes Frias. Como a excitação do vento na corrente tem caráter não-linear, oscilações do vento em uma frequência podem ter gerado oscilações em frequências distintas na corrente;
- A corrente medida pelo ADCP nas camadas próximas à superfície está mais correlacionada com o vento que ocorreu cerca de duas a três horas antes. Conforme a profundidade aumenta, o tempo de defasagem também aumenta. Esses resultados foram estimados a partir da correlação circular-circular e linear-linear calculada entre o vento e a corrente;
- O modelo hidrodinâmico ROMS foi utilizado nas simulações numéricas, onde a região simulada era delimitada pelos paralelos 30°S - 10°S e meridianos 50°W - 30°W. Os seguintes conjuntos de dados foram utilizados na simulação:
  - base batimétrica ETOPO1;
  - ventos sinóticos da reanálise do NCEP;
  - demais forçantes atmosféricos (e.g. calor latente, evaporação, etc) do ICOADS;
  - condições iniciais e de contorno climatológicas do HYCOM Consortium.

O período de simulação foi de 1997 a 2009, sendo os dois primeiros anos considerados como tempo de *spin-up* e não utilizados nas análises;

- Comparação entre vento medido na bóia e vento da simulação do NCEP mostrou boa concordância. Apesar das séries não serem idênticas, são muito similares, especialmente no momento do giro do vento devido à passagem de um Sistema Frontal. Portanto, dados atmosféricos da Reanálise do NCEP podem ser utilizados para estudos de passagem de Sistemas Frontais;
- O período de simulação foi estável, com o modelo não apresentando nenhuma tendência de ganho/perda de temperatura e salinidade, indicando ajuste aos fluxos termodinâmicos e de evaporação/precipitação. As características termohalinas das massas da água na Bacia de Santos também foram preservadas. Campos superficiais de temperatura e salinidade foram validados contra a climatologia de TSM do satélite GOES-12 e dados do *World Ocean Atlas* respectivamente;
- O modelo representou extremamente bem a extensão e forma da ressurgência próxima a Cabo Frio. No entanto, no meses de verão os resultados da simulação numérica mostraram água 2°C mais fria do que o medido por sensoriamento remoto. No inverno, essa diferença praticamente desapareceu, indicando que o problema não era devido aos fluxos termodinâmicos utilizados, mas sim a um possível excessivo bombeamento de Água Central do Atlântico Sul para a plataforma durante o verão, quando a persistência do vento Nordeste é máxima. A penetração da água do Rio Prata não foi bem representada. A climatologia de TSM apontava a pluma de água mais fria atingindo até 27°S no inverno, enquanto nos resultados da simulação ela ficou restrita a 29°S. No entanto, no geral a TSM do modelo foi muito similar a medida por sensoriamento remoto, com a média do modelo sendo apenas 0,72°C maior do que a medida. Uma opção para tentar melhorar ainda mais o ajuste termodinâmico do modelo é o uso da formulação Bulk ao invés da simples prescrição de fluxos na superfície. Com isso, partindo de informações como temperatura do ar, umidade, etc, o próprio modelo ROMS calcula os fluxos termodinâmicos na superfície do mar;
- Na simulação numérica, a água da plataforma era aproximadamente 1 PSU mais salina do que os dados do WOA. No restante, os campos foram extremamente

similares, com a média do modelo sendo apenas 0,052 PSU mais salina do que o WOA;

- Nos campos de velocidade superficial, ocorreu um enfraquecimento do fluxo da Corrente do Brasil nos meses de inverno, similar ao observado nos resultados do modelo HYCOM. No restante do ano, a CB está bem formada e flui aproximadamente entre as isóbatas de 200 e 2000 *m*. Analisando-se uma seção vertical de velocidade do modelo contra uma seção baroclínica calculada a partir de dados medidos, foram observadas diferenças significativas nos fluxos, onde a CB modelada é mais intensa e profunda, enquanto a CCI tem velocidades menores quando comparada aos dados medidos. Além disso, a separação entre CB e APAN é menos evidente nos resultados do modelo. Acredita-se que o modelo não está sendo capaz de manter os gradientes termohalinos necessários para formar os fluxos mais profundos, apenas utilizando as condições de contorno. Sugere-se diminuir o tempo de relaxamento newtoniano para campos climatológicos de temperatura e salinidade. Entretanto, para com isso não restringir a ação de mesoescala nos níveis mais superficiais, a melhor abordagem seria modificar o modelo para permitir tempos de relaxamento diferentes de acordo com a profundidade;
- Na comparação pontual da velocidade modelada com a medida na bóia meteorceanográfica, os dados modelados possuem uma componente negativa meridional maior. Nas profundidade de 8,75 e 53,75 *m*, o modelo apontou a direção SW como dominante, sendo W a dominante nos dados medidos. O modelo também subestimou levemente a intensidade média da corrente nas direções dominantes;
- As mesmas metodologias de análise foram utilizadas nos quatro casos selecionados de passagem de Sistemas Frontais. Nos resultados de modelo, a corrente de deriva devido ao vento foi separada através da subtração entre o campo de velocidade gerado em uma simulação sem Frente Fria (sFF) e o campo de velocidade da simulação com Frente Fria (cFF);
- Na corrente medida pelo ADCP, inicialmente tentou-se subtrair a velocidade da

corrente mais profunda e, teoricamente, independente do vento. No entanto, nenhum padrão foi identificado nos resultados. Essa técnica se baseia na hipótese de que a corrente é barotrópica e, portanto, tem um perfil vertical constante de velocidade. É provável que forneça bons resultados na Plataforma Continental, no entanto, na região do Talude (onde a parte baroclínica é relevante) outra técnica teve de ser empregada. Bons resultados foram obtidos com o uso de EOF. Os dados foram separados em 15 modos, sendo que o modo mais energético explicava 94% da variância total. Considerou-se que esse primeiro modo era representativo da Corrente do Brasil, sendo, então, a série de velocidade reconstituída utilizando os modos 2 a 15;

- Comparando-se a corrente modelada na simulação sFF e cFF, observou-se que em nenhum instante a Frente Fria foi capaz de inverter o fluxo dominante da CB, mesmo em superfície. No entanto é preciso ressaltar que como médias climatológicas foram utilizadas como condição de contorno, é possível que o fluxo da CB calculado estivesse mais intenso que o real, o que dificultaria sua inversão apenas pelas correntes geradas pelos ventos de Sul. O efeito da Frente Fria foi introduzir uma componente meridional positiva que em superfície alterou a direção da corrente cerca de  $10^\circ$  no sentido horário e diminuiu a intensidade da mesma aproximadamente 15%, exceto no Caso 3, em que houve intensificação da corrente com a FF. Analisando-se gráficos Hovmöller da velocidade *along-shelf* e *cross-shelf*, observou-se que a passagem da Frente Fria gerou uma perturbação com forma de onda nas primeiras dezenas de metros da coluna da água. Essa perturbação foi atribuída a um efeito local do vento, enquanto perturbações com extensão vertical de centenas de metros (que surgiram alguns dias após o início da FF) foram consideradas como efeito remoto. Analisando-se a corrente de deriva em superfície, constata-se que o período da onda de perturbação gerada pela FF é próximo ao período inercial local. Portanto, a passagem de Sistemas Frontais é capaz de gerar uma onda inercial com amplitude de aproximadamente  $20 \text{ cm/s}$ ;
- Em todos os casos analisados de passagem de Sistemas Frontais, tanto nos dados

medidos quanto nos simulados, foi possível observar estruturas muito similares à Espiral de Ekman, embora não nos mesmos instantes. Pois apesar de similares, existem diferenças entre o vento medido e o vento do NCEP usado como forçante do modelo hidrodinâmico. Nos dados medidos, verificou-se que as correntes que formavam a espiral estavam mais correlacionadas com o vento de 3 a 5 horas antes, período similar ao encontrado para as espirais modeladas do Caso 3 e 4 e ao valor de correlação circular-circular e linear-linear calculando entre as séries medidas de vento e corrente. Nas espirais modeladas do Caso 1 e 2, a maior correlação da corrente foi com o vento de 36 e 10 horas, respectivamente. No entanto, nenhum fator foi observado (e.g. intensidade, duração, direção, etc) que explicasse essa maior demora no ajuste ao vento. O fato de Espirais de Ekman terem sido observadas nos dados medidos comprova que o uso de EOF é um método eficiente de separação da corrente de deriva gerada pelo vento;

- A partir da intensidade do vento mais correlacionado com a corrente, uma espiral teórica foi feita utilizando a forma discretizada da solução de Ekman. O valor da tensão cisalhante obtida a partir da velocidade do vento é diretamente proporcional ao coeficiente de arrasto  $C_d$  empregado. Utilizou-se o  $C_d$  proposto por Yelland et al. (1998) por ser um dos trabalhos mais recentes na área. Em todos os casos, as espirais medidas e modeladas foram mais rasas, com maiores velocidades e um giro mais intenso do que a espiral teórica, resultado semelhante ao encontrado por Chereskin (1995), Lenn e Chereskin (2009). Nas espirais medidas, a camada de Ekman teve uma espessura entre 20 e 30 metros, valores similares aos obtidos no modelo ROMS. As espirais teóricas ficaram entre 40 e 100 metros de profundidade. O valor máximo das espirais medidas e modeladas ( $\approx 15 \text{ cm/s}$ ) foi muito superior ao teórico ( $\approx 3 \text{ cm/s}$ );
- Como a menor profundidade medida pelo ADCP foi 8,75 m, é difícil realizar uma comparação entre o ângulo do vento e da corrente encontrado nas espirais medidas e teóricas. No entanto, nas espirais modeladas, o ângulo entre o vento e corrente superficial foi em média  $8^\circ$ , que é muito inferior ao ângulo teórico de

45°, mas concordando com Cushman-Roisin (1994), que define a faixa de 5° a 20° como aceitável em medições de campo;

- A menor espessura das espirais medidas e modeladas deve-se a estratificação vertical. Em sua dedução teórica, Ekman assumiu um coeficiente de viscosidade turbulenta constante na vertical. No entanto, Cushman-Roisin (1994) afirma que em fluxos cisalhantes (como o que ocorre na camada de Ekman) a turbulência não é homogênea, sendo mais intensa em regiões onde o cisalhamento é maior. Portanto, a formulação teórica não leva em conta o efeito da estratificação vertical, que dificulta a transferência de quantidade de movimento e deixa a camada de Ekman menos espessa. No modelo ROMS, o esquema de fechamento turbulento utilizado considera a estratificação o motivo pelo qual as espirais medidas e modeladas possuem valores semelhantes de profundidade limite. Nas espirais medidas não foi identificada nenhuma relação da profundidade da espiral com a sazonalidade, com a maior profundidade (Caso 4 - 30 *m*) ocorrendo no mês de verão, quando a espessura da camada de mistura é mínima e a camada superficial do oceano está mais estratificada. Contudo, nas espirais modeladas, o mês de Janeiro registrou a espiral mais rasa, com apenas 15 metros de profundidade;
- Em um escoamento em regime de Ekman, conhecendo-se o cisalhamento vertical das correntes horizontais e o parâmetro de Coriolis local, é possível obter um perfil da viscosidade turbulenta vertical. Isso foi feito com os dados das espirais medidas e modeladas. Devido à, relativamente, baixa resolução do ADCP (bins de 2,5 *m*) quando comparada à espessura da camada de Ekman e as duas derivadas espaciais necessárias ( $\frac{\partial^2}{\partial z^2}$ ), os perfis obtidos a partir dos dados medidos tinham pouca extensão vertical (12,5 *m* em média). Com isso nenhum padrão significativo pode ser observado. No entanto, é preciso ressaltar que nos perfis de estudos pretéritos, mostrados na Figura 2.8, é possível perceber uma diminuição da turbulência com aumento da profundidade, porque as curvas foram calculadas a partir de médias de longo período e se estendem por dezenas de metros, enquanto as curvas obtidas nesse trabalho se referem à turbulência média horária;

- Nos perfis de  $A_V$  calculados a partir de dados modelados, observou-se que a turbulência era mínima próxima a superfície, em seguida atingia um máximo numa profundidade intermediária e diminuía novamente. A princípio, esse comportamento não era esperado, visto que o vento e as ondas de gravidade “agitam” mais a superfície. No entanto, segundo Cushman-Roisin (1994):

”(Turbulence is) partially suppressed in the proximity of the boundary where the size of turbulent eddies is restricted.“

Portanto, o modelo ROMS está reproduzindo bem essa característica limitante da escala da turbulência próxima a interface ar-mar;

- Comparando-se os perfis de  $A_V$  obtidos a partir das espirais medidas e modeladas, observou-se que enquanto nos dados modelados os perfis calculados a partir das componentes zonal e meridional tinham comportamento similar, nos dados medidos eles eram muito distintos entre si. Acredita-se que isso ocorre devido aos dados modelados serem calculados com a suposição de que a turbulência vertical é isotrópica na horizontal, ou seja, as equações do movimento nas direções  $x$  e  $y$  utilizam o mesmo valor de  $A_V$ . O fato dos perfis de  $A_V$  nos dados medidos serem diferentes entre si evidencia o caráter anisotrópico da turbulência na região do talude na Bacia de Santos. Portanto, para uma maior aproximação à realidade é necessário que diferentes valores de  $A_V$  sejam utilizados para cada direção nas equações do movimento;
- Tantos os perfis modelados quanto os medidos tiveram valores dentro do esperado para fluxos geofísicos conforme estudos pretéritos:  $O(10^{-3})m^2/s$  a  $O(10^{-1})m^2/s$ ;
- Não foi possível aplicar análise espectral ou de correlação nos dados durante a passagem das Frentes Frias selecionadas devido à pequena duração do evento, e consequentemente, reduzido tamanho da série;
- A presença de espirais de Ekman nos dados medidos comprova que mesmo um evento relativamente curto como a passagem de uma Frente Fria é capaz de gerar um escoamento de Ekman no talude da Bacia de Santos;

- Nos quatro casos a corrente modelada estava diferente da medida na bóia. Analisando-se campos de altimetria e velocidade geostrófica, observou-se que a diferença de intensidade e direção era devida à presença de fenômenos de mesoescala (vórtices), que alteravam o regime principal da Corrente do Brasil. Isso comprova que apenas o uso de forçantes atmosféricos não é suficiente para que o modelo tenha capacidades preditivas numa região fora da Plataforma Continental. O uso conjunto de técnicas de assimilação de dados (e.g. 4D-VAR, LETKF, etc) é fundamental para que as estruturas observadas em medições diretas e sensoriamento remoto possam ser inseridas no modelo, aproximando-o da realidade. A solução das equações do movimento em escoamento geofísicos é altamente dependente das condições iniciais e de contorno (PALMA; MATANO, 1998). Portanto, mesmo que se parta de um campo inicial aproximado – o que muitas vezes não é o caso, devido a impossibilidade de se amostrar grande áreas – o erro do modelo irá aumentar exponencialmente com o tempo. A função da assimilação de dados medidos é reaproximar o modelo da realidade.

Como sugestão de trabalhos futuros:

- Utilizar a versão unidimensional do modelo ROMS para identificar qual esquema de fechamento turbulento dentre os disponíveis mais se aproxima do observado nos dados medidos. A vantagem do uso da versão 1D é a possibilidade de forçar o modelo com a série de vento medida, o que elimina incertezas nos resultados geradas pelas diferenças existentes entre o vento medido e modelado. Além disso, as correntes de deriva observadas serão geradas apenas pelo vento local, não sendo “contaminadas” por correntes remotas geradas em outras regiões e que atingiram o local sendo estudado;
- Utilizar um ADCP com mais alta resolução (bins menores) e menor *blank space*. Com isso seria possível calcular o perfil de turbulência próximo a superfície;
- As correntes usada nesse estudo foram medidas segundo critérios da *Intergovernmental Oceanographic Commission* (IOC) da UNESCO, em que a média de 5



minutos de medição era representativa da corrente horária. Entretanto, para estudos de turbulência a melhor opção seria a medição contínua em alta frequência (1  $Hz$  ou maior). Com isso se poderia avaliar o efeito instantâneo que rajadas de vento e ondas de gravidade geram na corrente. Por exemplo, a influência da velocidade orbital gerada pela passagem de uma onda de gravidade desaparece em uma média horária, mas poderia ser observada numa série de alta frequência;

- Juntamente com a corrente, medir perfis de temperatura e salinidade. Com isso seria possível avaliar de que forma a estratificação influencia a transferência de quantidade de movimento e afeta o limite da camada de Ekman. Isso poderia ser feito com instalação de sensores de temperatura e condutividade na linha de fundeio;
- Partindo do fato que espirais foram observadas nos dados medidos, conclui-se que pode ocorrer transporte de água superficial na direção da plataforma caso o vento da Frente Fria seja paralelo a isóbata. Quantificar esse transporte e avaliar se ele pode estar gerando subsidência (*downwelling*), maré meteorológica ou homogeneizando a plataforma através do aumento da espessura da camada de mistura;
- A partir dos dados medidos de corrente e vento, calcular o coeficiente de arrasto  $C_d$  mais apropriado para conversão de velocidade do vento em tensão cisalhante;
- Avaliar a influência da passagem de um Sistema Frontal em todo o campo tridimensional e não apenas pontualmente. A dificuldade dessa abordagem é a falta de dados medidos com razoável distribuição espacial para validação dos resultados modelados.

## *Referências Bibliográficas*

- ALLEN, J.; NEWBERGER, P.; FEDERIUK, J. Upwelling Circulation on the Oregon Continental Shelf. Part I: Response to Idealized Forcing. *Journal of Physical Oceanography*, v. 25, n. 8, p. 1843–1866, Aug. 1995.
- AMANTE, C.; EAKINS, B. W. *ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources Analysis, National Geophysical Data Center, NESDIS, NOAA, U.S. Department of Commerce, Boulder, CO*. Aug. 2008. Website. Disponível em: <<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>>.
- ANTONOV, J. I. et al. *World Ocean Atlas 2005, Volume 2: Salinity*. Washington, D.C.: [s.n.], 2006. (NOAA Atlas NESDIS 62, v. 2).
- BATSCHELET, E. *Circular Statistics in Biology*. [S.l.]: Academic Press, 1981. (Mathematics in biology).
- BAYLER, G.; LEWIT, H. The Navy Operational Global and Regional Atmospheric Prediction System at the Fleet Numerical Oceanography Center. *Weather and Forecasting*, v. 7, n. 2, June 1992.
- BENDAT, J. S.; PIERSOL, A. G. *Random Data: Analysis and Measurement Procedures*. [S.l.]: Wiley-Interscience, 1986.
- BLUMBERG, A.; MELLOR, G. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. *Three-dimensional coastal ocean models*, Washington, DC, v. 4, p. 1–16, 1987.
- BROWN, E. et al. *Ocean Circulation*. [S.l.]: The Open University, 2004.
- CAMPOS, E. J. D. et al. Interannual variability of the sea surface temperature in the South Brazil Bight. *Geophys. Res. Lett.*, v. 26, n. 14, p. 2061–2064, 1999.
- CAMPOS, R. M. *Contribuições de Swell e Wind Sea para o Clima de Ondas no Atlântico Sul por Altimetria de Satélite*. [S.l.], 2005. Relatório de Iniciação Científica.
- CAMPOS, R. M. *Análise dos Extremos de Onda no Rio de Janeiro associados a Ciclones Extratropicais no Atlântico Sul*. Dissertação (Mestrado) — COPPE/UFRJ, 2009.

- CASTELAO, R. M.; BARTH, J. A. Upwelling around Cabo Frio, Brazil: The importance of wind stress curl. *Geophys. Res. Lett.*, v. 33, 2006.
- CASTRO, B.; LEE, T. Wind-forced sea level variability on the southeast Brazilian shelf. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, American Geophysical Union, v. 100, p. 16045–16056, Aug. 1995.
- CASTRO, B. M. *Subtidal response to wind forcing in the South Brazil Bight during winter*. Tese (Doutorado) — Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science - University of Miami, 1985.
- CASTRO, B. M. Correntes geradas pelo vento, medidas diretas de corrente, marés e correntes de maré na Baía de Santos. In: *Diagnóstico Ambiental Oceânico e Costeiro das Regiões Sul e Sudeste do Brasil*. [S.l.]: FUNDESPA/PETROBRAS, 1994. v. 3, cap. 10.
- CASTRO, B. M. *Correntes e Massas de Água da Plataforma Continental Norte de São Paulo*. 1996. Tese de Livre Docência - Instituto Oceanográfico/Universidade de São Paulo.
- CASTRO, B. M.; MIRANDA, L. B. The sea. In: \_\_\_\_\_. New York: Wiley, 1998. v. 11, cap. Physical Oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S, p. 209–251.
- CHASSIGNET, E. P.; HURLBURT, H. E. *Global ocean prediction with the HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM)*. [S.l.], 2008.
- CHERESKIN, T. Direct evidence for an Ekman balance in the California Current. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, American Geophysical Union, v. 100, Sep. 1995.
- CHERESKIN, T.; ROEMMICH, D. A comparison of measured and wind-derived Ekman transport at 11 N in the Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, American Meteorological Society, v. 21, n. 6, p. 869–878, 1991.
- CLS. *SSALTO/DUACS product handbook: MERSEA regional products*. 1. ed. Rue Hermès - Parc Technologique du Canal - 31526 Ramonville St-Agne - FRANCE, June 2004.
- CUSHMAN-ROISIN, B. *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics*. [S.l.]: Prentice-Hall, 1994.
- DNV. *Rules for the design, construction and inspection of offshore structures*. Oslo: Det Norske Veritas, 1977.

- DOTTORI, M.; CASTRO, B. M. The response of the Sao Paulo Continental Shelf, Brazil, to synoptic winds. *Ocean Dynamics*, v. 59, n. 4, p. 603–614, Aug. 2009.
- DURSKI, S.; GLENN, S.; HAIDVOGEL, D. Vertical mixing schemes in the coastal ocean: Comparison of the level 2.5 Mellor-Yamada scheme with an enhanced version of the K profile parameterization. *Journal of Geophysical Research*, American Geophysical Union, v. 109, p. C01015, 2004.
- EMERY, W. J.; THOMPSON, R. E. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. [S.l.]: Pergamon, 1997.
- EVANS, D.; SIGNORINI, S. Vertical structure of the Brazil Current. *Nature*, Nature Publishing Group, n. 315, p. 48–50, 1985.
- FLATHER, R. A. A tidal model of the northwest European continental shelf. *Mem. Soc. R. Sci. Liege*, v. 6, n. 10, p. 141–164, 1976.
- FOX, R. W.; MCDONALD, A. T. *Introdução a Mecânica dos Fluidos*. 6. ed. [S.l.]: LTC, 2003.
- FRANCO, A. dos S. *Marés: Fundamentos, Análise e Previsão*. 2. ed. [S.l.]: Diretoria de Hidrografia e Navegação, 2009.
- GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface Cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*, v. 119, n. 5, p. 1293–1302, May 1991.
- GELLER, M. An investigation of the lunar semidiurnal tide in the atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, American Meteorological Society, v. 27, n. 2, p. 202–218, 1970.
- GONÇALVES, J. E. *Características e Circulação de Massas de Água no Limite Oeste do Atlântico Sul entre 20° e 30°S*. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 2000.
- HANEY, R. L. On the Pressure Gradient Force over Steep Topography in Sigma Coordinate Ocean Models. *Journal of Physical Oceanography*, v. 21, n. 4, p. 610–619, Apr. 1991.
- HOLTON, J.; PYLE, J.; CURRY, J. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences, Six-Volume Set*. [S.l.]: Academic Press, 2002.
- ISRAELI, M.; ORSZAG, S. A. Approximation of radiation boundary conditions. *Journal of Computational Physics*, v. 41, n. 1, p. 115–135, Apr. 1981.

- KALNAY, E. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, American Meteorological Society, v. 77, n. 3, p. 437–471, 1996.
- KUNDU, P. K.; COHEN, I. M. *Fluid Mechanics*. 2. ed. [S.l.]: Academic Press, 2002.
- LARGE, W. G.; MCWILLIAMS, J. C.; DONEY, S. C. Oceanic Vertical Mixing: A Review and a Model with a Nonlocal Boundary Layer Parameterization. *Rev. Geophys.*, n. 32, p. 363–403, 1994.
- LENN, Y.-D.; CHERESKIN, T. K. Observations of Ekman Currents in the Southern Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, v. 39, n. 3, p. 768–779, 2009.
- LI, X. et al. A Comparison of Two Vertical-Mixing Schemes in a Pacific Ocean General Circulation Model. *Journal of Climate*, v. 14, n. 7, p. 1377–1398, 2001.
- LIMA, J. A. M. *Oceanic Circulation on the Brazilian Shelf Break and Continental Slope at 22°S*. Tese (Doutorado) — The University of New South Wales, Sep. 1997.
- MATTOS, R. A. de. *Feições de meso e grande escalas da Corrente do Brasil ao largo do sudeste brasileiro*. Dissertação (Mestrado) — Universidade de São Paulo, 2006.
- MCWILLIAMS, J. *Fundamentals of geophysical fluid dynamics*. [S.l.]: Cambridge Univ Pr, 2006.
- MECHOSO, C. Topographic influences on the general circulation of the Southern Hemisphere: A numerical experiment. *Monthly Weather Review*, American Meteorological Society, v. 109, n. 10, p. 2131–2139, 1981.
- MENDES, D. et al. On precursors of South American Cyclogenesis. *Tellus*, v. 59A, p. 114–121, 2007.
- MOFJELD, H.; LAVELLE, J. Setting the length scale in a second-order closure model of the unstratified bottom boundary layer. *Journal of physical oceanography*, American Meteorological Society, v. 14, n. 4, p. 833–839, 1984.
- MÜLLER, T. et al. Direct measurements of western boundary currents off Brazil between 20 S and 28 S. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, American Geophysical Union, v. 103, 1998.
- NOAA. *U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center. 2-minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2v2)*. 2006. Website. Disponível em: <<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/06mgg01.html>>.

- OLIVEIRA, L. L. de; VIANELLO, R. L.; FERREIRA, N. J. *Meteorologia Fundamental*. [S.l.]: EdiFAPES, 2001.
- ONOGI, K. et al. The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, n. 85, p. 369–432, 2007.
- ORLANSKI, I. A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *Journal of Computational Physics*, v. 21, n. 3, p. 251–269, July 1976.
- PALMA, E.; MATANO, R. On the implementation of passive open boundary conditions for a general circulation model: The barotropic mode. *J. Geophys. Res.*, v. 103, p. 1319–1341, Jan. 1998.
- PALMA, E.; MATANO, R. On the implementation of open boundary conditions for a general circulation model: The three-dimensional case. *J. Geophys. Res.*, v. 105, p. 8605–8627, 2000.
- PEDLOSKY, J. *Geophysical Fluid Dynamics*. 2. ed. [S.l.]: Springer-Verlag, 1986.
- PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. *Physics of Climate*. [S.l.]: American Institute of Physics, 1992.
- PETERSON, R. G.; STRAMMA, L. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress In Oceanography*, v. 26, n. 1, p. 1–73, 1991.
- PEZZA, A. B. *Ondas de Frio na América do Sul e as trajetórias dos Ciclones e Anticiclones Extratropicais: Climatologia Sinótica*. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, June 2003.
- PICKARD, G.; EMERY, W. *Descriptive physical oceanography: an introduction*. [S.l.]: Elsevier, 1990.
- PIOLA, A. et al. Subtropical shelf front off eastern South America. *Journal of Geophysical Research*, p. 6566–6578., 2000.
- POND, S.; PICKARD, G. *Introductory dynamical oceanography*. [S.l.]: Butterworth-Heinemann, 1983.
- PRICE, J.; SUNDERMEYER, M. Stratified Ekman layers. *Journal of Geophysical Research*, v. 104, p. 20467–20494, 1999.
- PRICE, J.; WELLER, R.; PINKEL, R. Diurnal cycling: Observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, American Geophysical Union, v. 91, 1986.

REBOITA, M. S. *Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade*. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, São Paulo, May 2008.

RODRIGUES, M. L. G.; FRANCO, D.; SUGAHARA, S. Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 22, n. 2, p. 135–151, 2004.

ROSSI-WONGTSCHOWSKI, C. L. D. B.; MADUREIRA, L. S.-P. *O Ambiente Oceanográfico da Plataforma Continental e do Talude na Região Sudeste-Sul do Brasil*. São Paulo: edUSP, 2006.

SATYAMURTY, P.; FERREIRA, C. C.; GAN, M. A. Cyclonic vortices over South America. *Tellus*, v. 42A, n. 1, p. 194–201, 1990.

SCHMID, C. et al. The Vitória Eddy and Its Relation to the Brazil Current. *Journal of Physical Oceanography*, v. 25, n. 11, p. 2532–2546, Nov. 1995.

SCHUDLICH, R.; PRICE, J. Observations of seasonal variation in the Ekman layer. *Journal of Physical Oceanography*, American Meteorological Society, v. 28, n. 6, p. 1187–1204, 1998.

SHCHEPETKIN, A. F.; MCWILLIAMS, J. C. The Regional Ocean Modeling System: A split-explicit, free-surface, topography following coordinates ocean model. *Ocean Modelling*, n. 9, p. 347–404, 2005.

SILVEIRA, I. C. A. da. *O Sistema Corrente do Brasil na Bacia de Campos, RJ*. 2006. Tese de Livre Docência - Instituto Oceanográfico/Universidade de São Paulo.

SINCLAIR, M. R. A Climatology of Cyclogenesis for the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, v. 23, n. 6, p. 1601–1619, June 1995.

SINCLAIR, M. R. Objective Identification of Cyclones and Their Circulation Intensity, and Climatology. *Weather and Forecasting*, v. 12, n. 3, p. 595–612, Sep. 1997.

SOMMERFIELD, A. Partial differential equations in physics. *Lect. Theoret. Phys.*, v. 6, 1949.

SOUTELINO, R. G. Caracterização da Estrutura Baroclínica do Sistema de Correntes de Contorno Oeste ao Largo da Costa Leste Brasileira. Monografia de Bacharelado em Oceanografia - UERJ. 2005.

SOUTELINO, R. G. *A origem da Corrente do Brasil*. Dissertação (Mestrado) — Universidade de São Paulo, 2008.



- SOUZA, M. C. de A. *A Corrente do Brasil ao largo de Santos: medições diretas*. Dissertação (Mestrado) — Universidade de São Paulo - Instituto de Oceanografia, 2000.
- SPRINTALL, J.; TOMCZAK, M. On the formation of Central Water and thermocline ventilation in the southern hemisphere. *Deep Sea Res., Part I*, v. 40, p. 827–848, 1993.
- STECH, J.; LORENZZETTI, J. The response of the South Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, American Geophysical Union, v. 97, June 1992.
- STEELE, K.; TENG, C.; WANG, D. Wave direction measurements using pitch-roll buoys. *Ocean engineering*, Elsevier, v. 19, n. 4, p. 349–375, 1992.
- STEWART, R. H. *Introduction To Physical Oceanography*. [S.l.]: Texas A&M University, 2008.
- STIGEBRANDT, A. A model for the seasonal pycnocline in rotating systems with application to the Baltic proper. *Journal of physical oceanography*, v. 15, n. 11, p. 1392–1404, 1985.
- STOCKWELL, R.; LARGE, W.; MILLIFF, R. Resonant inertial oscillations in moored buoy ocean surface winds. *Tellus A*, v. 56, n. 5, p. 536–547, 2004.
- STOMMEL, H. *The Gulf Stream: a physical and dynamical description*. [S.l.]: University of California Press, 1965.
- STRAMMA, L.; ENGLAND, M. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, v. 104, p. 20863–20883, 1999.
- TALJAARD, J. J. Development, distribution and movement of cyclones and anticyclones in the Southern Hemisphere during IGY. *J. Appl. Meteor.*, v. 6, p. 973–987, 1967.
- THORPE, S. A. *The Turbulent Ocean*. [S.l.]: Cambridge Univ Pr, 2005.
- VELHOTE, D. *Modelagem Numérica da Ressurgência de Quebra de Plataforma Induzida por Vórtices Ciclônicos da Corrente do Brasil na Bacia de Santos*. Dissertação (Mestrado) — Universidade de São Paulo - Instituto de Oceanografia, 1998.
- WALLCRAFT, A. *Hybrid Coordinate Ocean Model User's Guide*. [S.l.], Jan. 2003.
- WIJESEKERA, H. W.; ALLEN, J. S.; NEWBERGER, P. A. Modeling study of turbulent mixing over the continental shelf: Comparison of turbulent closure schemes. *J. Geophys. Res.*, v. 108, 2003.



WMO. *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*. 7. ed. Geneva, Switzerland, Aug. 2007.

WORLEY, S. J. et al. ICOADS Release 2.1 data and products. *Int. J. Climatol.* (*CLIMAR-II Special Issue*), v. 25, p. 823–842, 2005.

WUNSCH, C. *The ocean circulation inverse problem*. [S.l.]: Cambridge Univ Pr, 1996.

WYNGAARD, J. C. *Lectures on the planetary boundary layer, in Mesoscale Meteorology—Theories, Observations and Models*. [S.l.]: NATO ASI, 1982.

YELLAND, M. et al. Wind stress measurements from the open ocean corrected for airflow distortion by the ship. *Journal of Physical Oceanography*, v. 28, n. 7, 1998.

YOSHIKAWA, Y. et al. A surface velocity spiral observed with ADCP and HF radar in the Tsushima Strait. *J. Geophys. Res.*, v. 112, 2007.

ZEMBA, J. C. *The Structure and Transport of the Brazil Current between 27° and 36° South*. Tese (Doutorado) — MIT/WHOI, June 1991.